

UNIVERSITÉ SCIENTIFIQUE ET MÉDICALE DE GRENOBLE

n° d'ordre : A.O. 10 613

205142

1974

210

THESE

présentée pour obtenir le grade de
Docteur ès-Sciences naturelles

*études minéralogiques et pétrologiques
sur les métamorphismes d'âge alpin
dans les alpes françaises*

Jacqueline BOCQUET



Soutenue le 19 décembre 1974 devant la Commission d'examen :

R. MICHEL,	Professeur à l'U.S.M.G., Président	} Examinateurs
J. DEBELMAS,	Professeur à l'U.S.M.G.,	
P. GIRAUD,	Professeur à l'U.S.M.G.,	
P. BEARTH,	Professeur à l'Université de Bâle,	
E. NIGGLI,	Professeur à l'Université de Berne,	
M. CHENEVOY,	Professeur à l'Université de Lyon,	
G.V. DAL PIAZ,	Professeur à l'Université de Turin.	

M. Michel SOUTIF Président
M. Gabriel CAU Vice Président

MEMBRES DU CORPS ENSEIGNANT DE L'U.S.M.G.

PROFESSEURS TITULAIRES

MM.	ANGLES D'AURIAC Paul	Mécanique des fluides
	ARNAUD Georges	Clinique des maladies infectieuses
	ARNAUD Paul	Chimie
	AUBERT Guy	Physique
	AYANT Yves	Physique approfondie
Mme	BARBIER Marie-Jeanne	Electrochimie
MM.	BARBIER Jean-Claude	Physique expérimentale
	BARBIER Reynold	Géologie appliquée
	BARJON Robert	Physique nucléaire
	BARNOUD Fernand	Biosynthèse de la cellulose
	BARRA Jean-René	Statistiques
	BARRIE Joseph	Clinique chirurgicale
	BEAUDOING André	Pédiatrie
	BERNARD Alain	Mathématiques Pures
Mme	BERTRANDIAS Françoise	Mathématiques Pures
MM.	BEZES Henri	Chirurgie générale
	BLAMBERT Maurice	Mathématiques Pures
	BOLLIET Louis	Informatique (IUT B)
	BONNET Georges	Electrotechnique
	BONNET Jean-Louis	Clinique ophtalmologique
	BONNET-EYMARD Joseph	Pathologie médicale
	BOUCHERLE André	Chimie et Toxicologie
	BOUCHEZ Robert	Physique nucléaire
	BOUSSARD Jean-Claude	Mathématiques Appliquées
	BRAVARD Yves	Géographie
	CABANEL Guy	Clinique rhumatologique et hydrologie
	CALAS François	Anatomie
	CARRAZ Gilbert	Biologie animale et pharmacodynamie
	CAU Gabriel	Médecine légale et Toxicologie
	CAUQUIS Georges	Chimie organique
	CHABAUTY Claude	Mathématiques Pures
	CHARACHON Robert	Oto-Rhino-Laryngologie
	CHATEAU Robert	Thérapeutique
	CHIBON Pierre	Biologie animale
	COEUR André	Pharmacie chimique et chimie analytique
	CONTAMIN Robert	Clinique gynécologique
	COUDERC Pierre	Anatomie Pathologique
	CRAYA Antoine	Mécanique
Mme	DEBELMAS Anne-Marie	Matière médicale
MM.	DEBELMAS Jacques	Géologie générale
	DEGRANGE Charles	Zoologie
	DEPORTES Charles	Chimie minérale
	DESRE Pierre	Métallurgie
	DESSAUX Georges	Physiologie animale
	DODU Jacques	Mécanique appliquée
	DOLIQUE Jean-Michel	Physique des plasmas
	DREYFUS Bernard	Thermodynamique
	DUCROS Pierre	Cristallographie
	DUGOIS Pierre	Clinique de Dermatologie et Syphiligraphie
	FAU René	Clinique neuro-psychiatrique

MM.	GAGNAIRE Didier	Chimie physique
	GALLISSOT François	Mathématiques Pures
	GALVANI Octave	Mathématiques Pures
	GASTINEL Noël	Analyse numérique
	GAVEND Michel	Pharmacologie
	GEINDRE Michel	Electroradiologie
	GERBER Robert	Mathématiques Pures
	GERMAIN Jean-Pierre	Mécanique
	GIRAUD Pierre	Géologie
	KAHANE André	Physique générale
	KLEIN Joseph	Mathématiques Pures
	KOSZUL Jean-Louis	Mathématiques Pures
	KRAVTCHENKO Julien	Mécanique
	KUNTZMANN Jean	Mathématiques Appliquées
	LACAZE Albert	Thermodynamique
	LACHARME Jean	Biologie végétale
	LAJZEROWICZ Joseph	Physique
	LATREILLE René	Chirurgie générale
	LATURAZE Jean	Biochimie pharmaceutique
	LAURENT Pierre	Mathématiques Appliquées
	LEDRU Jean	Clinique médicale B
	LLIBOUTRY Louis	Géophysique
	LONGEQUEUE Jean-Pierre	Physique nucléaire
	LOUP Jean	Géographie
Mlle	LUTZ Elisabeth	Mathématiques Pures
	MALGRANGE Bernard	Mathématiques Pures
	MALINAS Yves	Clinique obstétricale
	MARTIN-NOEL Pierre	Seméiologie médicale
	MAZARE Yves	Clinique médicale A
	MICHEL Robert	Minéralogie et Pétrographie
	MOURIQUAND Claude	Histologie
	MOUSSA André	Chimie nucléaire
	NEEL Louis	Physique du Solide
	OZENDA Paul	Botanique
	PAYAN Jean-Jacques	Mathématiques Pures
	PEBAY-PEYROULA Jean-Claude	Physique
	RASSAT André	Chimie systématique
	RENARD Michel	Thermodynamique
	REULOS René	Physique industrielle
	RINALDI Renaud	Physique
	ROGET Jean	Clinique de pédiatrie et de puériculture
	DE ROUGEMONT Jacques	Neuro-chirurgie
	SEIGNEURIN Raymond	Microbiologie et Hygiène
	SENGEL Philippe	Zoologie
	SOUTIF Michel	Physique générale
	TANCHE Maurice	Physiologie
	TRAYNARD Philippe	Chimie générale
	VAILLANT François	Zoologie
	VALENTIN Jacques	Physique Nucléaire
	VAUQUOIS Bernard	Calcul électronique
Mme	VERAIN Alice	Pharmacie galénique
M.	VERAIN André	Physique
MM.	VEYRET Paul	Géographie
	VIGNAIS Pierre	Biochimie médicale
	YOCOZ Jean	Physique nucléaire théorique

PROFESSEURS ASSOCIES

MM.	ASCARELLI Gianni	Physique
	CHEEKE John	Thermodynamique
	GILLESPIE John	I.S.N.
	ROCKAFELLAR Ralph	Mathématiques appliquées
	WOHLFARTH Erich	Physique du solide

PROFESSEURS SANS CHAIRE

Mlle	AGNIUS-DELORD Claudine	Physique pharmaceutique
	ALARY Josette	Chimie analytique
MM.	BELORIZKY Elie	Physique
	BENZAKEN Claude	Mathématiques appliquées
	BERTRANDIAS Jean-Paul	Mathématiques appliquées
	BIAREZ Jean-Pierre	Mécanique
Mme	BONNIER Jane	Chimie générale
MM.	BRUGEL Lucien	Energétique
	CARLIER Georges	Biologie végétale
	CONTE René	Physique
	DEPASSEL Roger	Mécanique des Fluides
	GAUTHIER Yves	Sciences biologiques
	GAUTRON René	Chimie
	GIDON Paul	Géologie et Minéralogie
	GLENAT René	Chimie organique
	HACQUES Gérard	Calcul numérique
	HOLLARD Daniel	Hématologie
	HUGONOT Robert	Hygiène et Méd. Préventive
	IDELMAN Simon	Physiologie animale
	JANIN Bernard	Géographie
	JOLY Jean-René	Mathématiques pures
	JULLIEN Pierre	Mathématiques appliquées
Mme	KAHANE Josette	Physique
MM.	KUHN Gérard	Physique
	LUU-DUC-Cuong	Chimie Organique
	MAYNARD Roger	Physique du solide
	MULLER Jean-Michel	Thérapeutique
	PERRIAUX Jean-Jacques	Géologie et minéralogie
	PFISTER Jean-Claude	Physique du solide
Mlle	PIERY Yvette	Physiologie animale
MM.	REBECCO Jacques	Biologie (CUS)
	REVOL Michel	Urologie
	REYMOND Jean-Charles	Chirurgie générale
	ROBERT André	Chimie papetière
	SARRAZIN Roger	Anatomie et chirurgie
	SARROT-REYNAULD Jean	Géologie
	SIBILLE Robert	Construction Mécanique
	SIROT Louis	Chirurgie générale
Mme	SOUTIF Jeanne	Physique générale
MM.	VIALON Pierre	Géologie
	VAN CUTSEM Bernard	Mathématiques appliquées

MAITRES DE CONFERENCES ET MAITRES DE CONFERENCES AGREGES

MM.	AMBLARD Pierre	Dermatologie
	AMBROISE-THOMAS Pierre	Parasitologie
	ARMAND Yves	Chimie
	BEGUIN Claude	Chimie organique
Mme	BERIEL Héliène	Pharmacodynamique
M.	BILLET Jean	Géographie
	BOUCHARLAT Jacques	Psychiatrie adultes
Mme	BOUCHE Liane	Mathématiques (CUS)
MM.	BOUCHET Yves	Anatomie
	BRODEAU François	Mathématiques (IUT B)
	BUISSON Roger	Physique
	BUTEL Jean	Orthopédie
	CHAMBAZ Edmond	Biochimie médicale
	CHAMPETIER Jean	Anatomie et organogénèse
	CHERADAME Hervé	Chimie papetière
	CHIAVERINA Jean	Biologie appliquée (FFP)

205142
1974
210

THESE

présentée pour obtenir le grade de
Docteur ès-Sciences naturelles

*études minéralogiques et pétrologiques
sur les métamorphismes d'âge alpin
dans les alpes françaises*

T. 75 / 143

Jacqueline BOCQUET

Soutenue le 19 décembre 1974 devant la Commission d'examen :

R. MICHEL,	Professeur à l'U.S.M.G., Président	} Examinateurs
J. DEBELMAS,	Professeur à l'U.S.M.G.,	
P. GIRAUD,	Professeur à l'U.S.M.G.,	
P. BEARTH,	Professeur à l'Université de Bâle,	
E. NIGGLI,	Professeur à l'Université de Berne,	
M. CHENEVOY,	Professeur à l'Université de Lyon,	
G.V. DAL PIAZ,	Professeur à l'Université de Turin.	

- 4 -

MM. COHEN-ADDAD Jean-Pierre
COLOMB Maurice
COULOMB Max
CROUZET Guy
CYROT Michel
DELOBEL Claude
DUSSAUD René
Mme J. FERRADOUSSI Jacqueline
MM. J. FORT Jacques
FONTAINE Jean-Marc
GENSAC Pierre
GIDON Maurice
GRIFFITHS Michaël
GROS Yves
GROULADE Joseph
GUITTON Jacques
IVANES Marcel
JALBERT Pierre
KRAKOWIAK Sacha
Mme LAJZEROWICZ Jeannine
MM. LEROY Philippe
LOISEAUX Jean-Marie
MACHE Régis
MAGNIN Robert
MARECHAL Jean
MARTIN-BOUYER Michel
Mme MICHOULIER Jean
MM. MINIER Colette
MICOD Max
NEGRE Robert
PARAMELLE Bernard
PECCOUD François
PEFFEN René
PELMONT Jean
PERRET Jean
PHELIP Xavier
RACHAIL Michel
RACINET Claude
RAYNAUD Hervé
RENAUD Maurice
Mme RENAUDET Jacqueline
M. RICHARD Lucien
Mme RINAUDO Marguerite
MM. ROMIER Guy
SHOM Jean Claude
STIEGLITZ Paul
STOEBNER Pierre
VROUSOS Constantin

Spectrométrie physique
Biochimie médicale
Radiologie
Radiologie
Physique du solide
M.I.A.G.
Mathématiques (C.S.)
Physiologie
Médecine légale
Mathématiques Pures
Botanique
Géologie
Mathématiques Appliquées
Physique (stag.)
Biochimie médicale
Chimie
Electricité
Histologie
Mathématiques appliquées
Physique
Mathématiques
Physique Nucléaire
Physiologie végétale
Hygiène et Médecine préventive
Mécanique
Chimie (C.S.)
Physique (I.U.T. "A")
Physique
Maladies infectieuses
Mécanique
Pneumologie
Analyse (IUT B)
Métallurgie
Physiologie animale
Neurologie
Rhumatologie
Médecine interne
Gynécologie et obstétrique
M.I.A.G.
Chimie
Bactériologie
Botanique
Chimie macromoléculaire
Mathématiques (IUT B)
Chimie Générale
Anesthésiologie
Anatomie pathologique
Radiologie

MAITRES DE CONFERENCES ASSOCIES

MM. CRABBEE Pierre
CABOT
CURRIE Jan

C.E.R.M.O.
Mathématiques appliquées
Mathématiques appliquées

CHARGES DE FONCTIONS DE MAITRES DE CONFERENCES

MM. BARGE Michel
CONTAMIN Charles
CORDONNIER Daniel
DENIS Bernard
KOLODIE Lucien
PAMBAUD Pierre
ROCHAT Jacques

Neuro-chirurgie
Chirurgie thoracique et cardio-vasculaire
Néphrologie
Cardiologie
Hématologie
Pédiatrie
Hygiène et hydrologie

Fait à Saint Martin d'Hères, JANVIER 1975

AVANT-PROPOS

Les études faisant l'objet de cette thèse ont été effectuées dans le cadre du travail de chercheur du C.N.R.S. et ont débuté en 1968. Le C.N.R.S. et l'Université de Grenoble ont financé les missions de terrain et les travaux de laboratoire.

Je remercie Monsieur le Professeur Michel qui est le directeur de cette thèse, Monsieur le Professeur Chenevoy qui aura joué le rôle de "parrain" auprès du C.N.R.S., ainsi que Messieurs les Professeurs Debelmas et Giraud, pour les avis et les conseils que j'en ai reçus.

Monsieur le Professeur Bearth et Monsieur le Professeur Niggli m'ont toujours accueillie avec bienveillance et ont bien voulu faire partie de mon jury de thèse, ainsi que Monsieur le Professeur Dal Piaz.

Les datations radiométriques dont les résultats sont rappelés et utilisés dans cet ouvrage ont été effectuées par J. Hunziker à Berne et par M. Delaloye à Genève. Les professeurs Jäger de Berne, Vuagnat et Chessex m'ont fourni toutes les facilités d'accès à leurs laboratoires. Monsieur Vialette est aussi l'auteur de quelques mesures radiométriques.

La microsonde du Laboratoire de Pétrographie de l'Université de Louvain a été mise à ma disposition pour des études de grenats par le Professeur de Béthune ; D. Laduron et J. Wautier ont prêté leur compétence.

Le Mineralogisch-Petrographisches Institut de Heidelberg, dirigé par Monsieur le Professeur Amstutz, m'a accueillie en 1971 pendant trois mois au cours desquels le Professeur van der Kaaden m'a fait profiter de ses connaissances et G. Moh m'a fait accéder aux techniques expérimentales. Le Dr Ottemann a bien voulu exécuter des mesures en fluorescence X et à la microsonde ; le Dr Nuber a calculé les paramètres réticulaires de quelques minéraux. Le Deutscher Akademischer Austauschdienst (D.A.A.D.) avait rendu financièrement possible ce séjour pendant lequel les Professeurs Winkler et Althaus, et le Dr Nitsch m'ont aussi fait bénéficier de leur savoir.

Messieurs Ehrström et Girault ont souvent apporté leur secours dans les domaines minéralogiques et pétrologiques. J. Aprahamian a traité certains minéraux phylliteux et m'a fait part de ses résultats encore inédits. G. Vivier est l'auteur de mesures de zircons en fluorescence X. Plusieurs techniciens de l'Institut Dolomieu ont assuré des travaux qui ont servi de base à mes recherches.

Des profils à la microsonde ont été effectués au C.E.N. Grenoble grâce à l'obligeance et au savoir-faire de Monsieur Morlevat et de Monsieur Roussignol. Mademoiselle Chion, du Laboratoire de Spectrophysique de Grenoble, m'a initiée aux secrets du calcul des paramètres réticulaires par ordinateur et m'a prêté les programmes nécessaires. Des dosages de CO_2 ont été gracieusement exécutés à la S.N.P.A. de Pau. L'analyse de decrite a été effectuée à la microsonde par Mademoiselle Forette au Centre de Minéralogie industrielle de l'Ecole des Mines de Paris.

Mademoiselle Kastner de Harvard-Chicago a étudié des échantillons d'albite et m'a fait part de ses résultats.

Les traductions du résumé sont dues à Monsieur Girault, à G. V. Dal Piaz et à J. Hunziker.

Les échanges de vue et les excursions communes avec des collègues ont énormément élargi et enrichi mes connaissances sur le métamorphisme alpin des Alpes, tout comme ils ont contribué à étayer mes conclusions. Ces collègues sont en premier lieu G. Dal Piaz et J. Hunziker. J'ai bénéficié aussi de discussions sur le terrain ou au laboratoire avec les Professeurs Bearth et Fabre, avec M. Frey, M. Gay, V. Steen et d'autres collègues "alpins".

L'obligeance et l'hospitalité de Jacqueline, ma belle-soeur, et de Michel Desmons, mon frère, m'ont permis d'effectuer dans le calme la frappe définitive de ce travail.

Je suis à tous reconnaissant et particulièrement à ceux qui m'ont apporté des encouragements et de l'affection.

RESUME

Dans les Alpes occidentales françaises les associations métamorphiques alpines vont de l'anchizone à l'Ouest aux éclogites à l'Est, en passant par des schistes verts, des paragenèses à lawsonite, diverses associations à amphiboles sodiques et des paragenèses à jadéite + quartz. Ces associations se sont formées au cours de différentes phases de métamorphisme et ainsi à des moments différents de l'histoire structurale, de telle sorte qu'elles se recouvrent partiellement dans le temps et que leurs distributions donnent une image complexe. La région plus particulièrement étudiée du point de vue minéralogique et pétrologique est constituée par une partie des deux zones penniques : la zone briançonnaise - Grand-Saint-Bernard et la zone piémontaise.

PETROGRAPHIE. - La zone briançonnaise - Grand-Saint-Bernard comprend un socle cristallin dont l'âge anté-namurien a été montré pour la Vanoise (BOCQUET, 1974a, b, c, e), une couverture siliceuse du Paléozoïque supérieur-Werfénien inférieur et par-dessus une couverture surtout carbonatée atteignant l'Eocène. Du Nord au Sud des Alpes françaises le socle briançonnais affleure dans le massif du Ruitor, celui de la Vanoise, celui d'Ambin, puis est représenté par les écaillés cristallines de la région de Briançon ("quatrième écaille"). L'appartenance à un socle anté-alpin d'une partie de la série siliceuse d'Acceglio constitue un problème encore non résolu.

Les métasédiments que renferme le socle cristallin sont chimiquement des grauwackes ; les metabasites ont un chimisme surtout basaltique ; un métagranite, quelques orthogneiss acides et de rares marbres complètent la série de socle.

Des reliques de hornblende, grenat, mica blanc + biotite brune + disthène + staurotide subsistent des paragenèses anté-alpines ; elles définissent un premier faciès amphibolite de pression intermédiaire (ou élevée), suivi d'un faciès indéterminé à deux micas. Les paragenèses alpines successives comprennent des pyroxènes jadéitiques, des amphiboles bleues, des amphiboles bleu vert, des épidotes, de la phengite et de la paragonite, de la chlorite, de la biotite verte, de l'albite, du stilpnomélane, du sphène, du rutile, etc. (fig. 62).

L'évolution des paragenèses alpines est celle que l'on retrouve dans les autres unités structurales et passe des pyroxènes jadéitiques aux amphiboles sodiques, puis au remplacement de celles-ci par les amphiboles calco-sodiques, la chlorite, l'albite et la biotite verte.

La couverture siliceuse briançonnaise interne c'est-à-dire celle qui recouvre le socle à l'Est de la zone houillère et où sont peut-être seulement représentés le Permien supérieur et le Werfénien inférieur, renferme des associations analogues à celles du socle, avec notamment des pyroxènes jadéitiques (Vanoise, Ambin, Acceglio).

La zone houillère briançonnaise, située en position plus externe, montre dans les schistes et grès qui la constituent des associations de schistes verts, à mica blanc, chlorite, albite, épidote ; les roches intrusives de chimisme intermédiaire à acide, les "microdiorites", qui recoupent ces grès et schistes métamorphiques, possèdent des associations à lawsonite-pumpellyite-albite.

La série de couverture carbonatée (Trias moyen à Eocène) renferme des associations à amphiboles bleues ferrifères, aegyrine, deerite, stilpnomélane et, dans des roches de chimisme particulièrement alumineux, une association à chloritoïde, diaspore, pyrophyllite, paragonite. Les amphiboles bleues de cette couverture carbonatée montrent des processus d'altération très divers et une zonation constante particulièrement nette.

La zone piémontaise ou zone des Schistes lustrés a été divisée en deux parties (DAL PIAZ, 1971b, 1974a et b) : dans une partie interne (zone de Zermatt-Saas s.l.) prédominent les roches ophiolitiques constituant vraisemblablement le fond océanique de la fosse, auxquelles est associée une mince couverture sédimentaire micaschisteuse et quartzeuse ; la partie externe (zone du Combin s.l.) est constituée surtout de calcschistes, avec des niveaux de roches ophiolitiques subordonnés, représentant probablement des tufs, des tuffites, quelques coulées, etc. Ces deux parties se différencient aussi par leur métamorphisme : la première montre des paragenèses éclogitiques ou à jadéite, tandis que dans la seconde on ne trouve que des associations de schistes verts + glaucophane. L'âge de ces ensembles est considéré comme étant jurassique à crétacé inférieur.

Dans la région étudiée, la première zone, celle de Zermatt-Saas s.l., forme les affleurements du pourtour SW du Grand Paradis et les lentilles incluses, apparemment en mélange, dans les calcschistes des Alpes cottiennes, du Queyras et de la haute Ubaye. Du côté NE et E (val d'Aoste, val de Suse, bordure du Grand Paradis, Viso), les premières paragenèses métamorphiques alpines comportent des associations éclogitiques qui sont contemporaines et suivies de faciès à glaucophane. Les associations sont à pyroxènes jadéitiques, amphiboles bleues, aegyrine, lawsonite, pumpellyite du côté SW et W (Queyras, haute Ubaye). Y font suite des associations de schistes verts qui sont beaucoup plus marquées du côté NE et E,

avec amphiboles calco-sodiques et calciques, chlorite, albite, biotite verte, etc. (fig. 81, 82, 84 et 85). Les métasédiments associés à ces roches ophiolitiques (marbres, métaradiolarites et micaschistes) peuvent renfermer, suivant les régions, des amphiboles bleues, de la lawsonite (celle-ci dans les Alpes cottiennes, le Queyras et la haute Ubaye) ou, sur le pourtour du Grand Paradis et dans toute la partie E et NE, des amphiboles bleu vert, du grenat et du chloritoïde.

Quoique son appartenance structurale soit encore discutée, la série ophiolitifère du Versoyen se rapproche, du point de vue lithologique et métamorphique, des séries piémontaises. Elle possède de la jadéite, du glaucophane s.l. et du chloritoïde.

Les calcschistes et quelques micaschistes de la zone du Combin s.l. présentent une paragenèse pauvre en phases, avec quartz, calcite, micas blancs (phengite et paragonite surtout, parfois muscovite) + chlorite + albite + chloritoïde (celui-ci seulement vers l'Est). Chimiquement ces roches se disposent, dans un diagramme ACF, le long du joint calcite-chlorite (ou chloritoïde). Dans les roches ophiolitiques interstratifiées dans ces calcschistes (ovardites, prasinites, flasergabbros) il s'ajoute dans la paragenèse de l'actinote, du sphène, etc.

MINÉRALOGIE. - Aux données nouvelles acquises au cours de cette étude ont été jointes des données de la littérature des Alpes occidentales.

Les micas blancs sont des ferrimuscovites dans le socle briançonnais (micas anté-alpins). Les micas blancs alpins sont des phengites ou des paragonites, parfois des muscovites. La teneur en éléments fémiques peut s'estimer avec une certaine précision par la mesure de b_0 , et le rapport de Fe à Mg par celle des intensités des raies sur diagrammes X (fig. 8a et 9b).

Les biotites sont, dans la région étudiée, surtout des biotites vertes. Elles semblent plus riches en Mg que les biotites anté-alpines. Le rapport Fe_{tot}/Mg peut s'estimer par le rapport des intensités des raies de diffraction (fig. 11) et la teneur totale en Fe par l'indice de réfraction (fig. 12).

Dans les stilpnomélanes la valeur du rapport Fe/Mg croît depuis un groupe d'échantillons dont le gisement est constitué de micaschistes et gneiss, vers un groupe d'échantillons provenant de gisements métallifères ou de filons. Cette distinction n'est pas seulement valable pour les échantillons alpins, mais aussi à l'échelle mondiale (fig. 13).

Les serpentines sont en majorité des antigorites. Le chrysotile forme la masse des serpentinites du Montgenèvre et le remplissage de fissures. Le faciès amiante est en général constitué d'un mélange d'amphibole et d'antigorite, l'une ou l'autre prédominant.

Les chlorites sont des ripidolites, des brunsvigites (dans la classification de FOSTER, ou pycnochlorites dans celle de HEY), des shéridanites ou des clinochlores ; l'état d'oxydation du fer en place plusieurs parmi les thuringites dans la classification de HEY. Une relation nette s'observe entre le chimisme de la roche hôte et celui de la chlorite : les marbres et les metabasites possèdent des chlorites où le rapport $Fe^{2+}/Fe^{2+}+Mg+Mn$ est faible et la valeur de Si forte, tandis que dans les micaschistes et les fissures se rencontrent surtout des ripidolites (fig. 20). La composition peut partiellement s'estimer grâce aux caractères radiocristallographiques (espacement basal : $AlIV$; b_0 et rapport des intensités des raies de diffraction : F_{etot} ; fig. 21) ; les caractères optiques permettent seulement de séparer les chlorites magnésiennes des autres.

Les chloritoïdes analysés sont peu magnésiens et tricliniques, mais dans les régions plus internes ils se montrent plus magnésiens. La symétrie semble surtout monoclinique dans le Rutor et en Valais.

Parmi les amphiboles bleues (cf. BOCQUET, 1974d) le glaucophane s.str. est, d'après les analyses disponibles, présent dans la zone piémontaise (méta-ophiolites et métasédiments), le ferroglaucophane dans le socle Briançonnais et les métasédiments piémontais, la crossite dans le socle et la couverture de la zone Briançonnaise et dans les métasédiments piémontais, la magnésioriebeckite et la riebeckite dans la couverture Briançonnaise et les gisements métallifères (fig. 24). Une nette corrélation positive lie les teneurs en Fe^{2+} et Fe^{3+} de la roche hôte et de l'amphibole. Le maximum de solution solide avec l'actinote atteint la composition $Gl_{70}Act_{30}$ (fig. 28). Ces amphiboles sodiques sont très souvent fortement zonées. Il est possible qu'une partie de la zonation soit due à un lessivage tardif le long des clivages, comme pourraient le suggérer certains profils à la microsonde. Mais la disponibilité locale des éléments, par exemple à partir du minéral qu'altère l'amphibole, joue certainement un rôle. Une assez bonne estimation de la teneur en Fe^{3+} peut s'obtenir grâce aux valeurs de d_{310} , de a_0 ou de b_0 , et celle de Fe^{2+} grâce à c_0 (BOCQUET, 1974d).

Les amphiboles bleu vert analysées sont subcalciques.

Les pyroxènes sodiques des Alpes occidentales peuvent appartenir aux trois groupes : les aegyrines dans des associations métallifères (ainsi que dans des méta-ophiolites et, en association tardive, dans diverses roches où on ne dispose pas d'analyse), des jadéites dans des roches de composition granitique ou pélitique et des omphacites-chloromélanites dans les metabasites.

Les grenats sont des almandins dans les micaschistes et dans les calcschistes (dans le socle Briançonnais ils sont considérés comme anté-alpins). Ils montrent la zonation habituelle (en cloche) pour Mn et (en cuvette) pour Fe, avec en outre un phénomène de diffusion de Mn lors de la corrosion (de BETHUNE, LADURON et BOCQUET, sous presse). Dans la zone piémontaise deux stades de cristallisation sont mis en évidence, le noyau étant nettement plus riche en spessartine (BOCQUET, LADURON et de BETHUNE, sous presse).

Des données chimiques et physiques sont fournies aussi pour d'autres minéraux : deerite (cf. BOCQUET et FORETTE, 1973), lawsonite, pumpellyite, pyrophyllite, épidote, tourmaline, albite.

La distribution cartographique des minéraux suivants est fournie dans les fig. 37 à 43 : jadéite, amphiboles sodiques, chloritoïde, lawsonite, pumpellyite, biotites et stilpnomélane. Les champs de distribution de certains d'entre eux, notamment celui de la jadéite et d'une grande partie au moins des amphiboles sodiques, du chloritoïde et de la lawsonite, sont liés aux unités structurales, tandis que pour d'autres tels que la biotite et le stilpnomélane les limites des champs de distribution recoupent les limites structurales. On en arrive ainsi à la notion de "métamorphisme transporté" (DAL PIAZ et al., 1972) pour une partie des paragenèses alpines : les premières, à jadéite (et/ou élogites), puis amphiboles bleues, étaient réalisées avant que les unités structurales prennent leur disposition actuelle en nappes.

Les données géochronologiques confirment et précisent cette manière de voir (fig. 99 ; cf. HUNZIKER, 1974b ; BOCQUET et al., 1974). Un premier groupe d'âges, appelé "éocalpin", appartient au Crétacé supérieur (environ 100-65 Ma). Ces âges concernent des associations à pyroxènes sodiques et amphiboles bleues + lawsonite et à amphiboles calco-sodiques de la zone Zermatt-Saas s.l. et de la zone Sesia. Les paragenèses à pyroxène jadéitique et à amphibole sodique du socle Briançonnais ne sont pas encore datées radiométriquement.

Un épisode tertiaire de métamorphisme à amphiboles bleues est attesté par la présence de ces minéraux dans des niveaux stratigraphiques datés paléontologiquement du Crétacé supérieur-Paléocène et appartenant à une série qui se termine par de l'Eocène (couverture Briançonnaise). Un deuxième groupe d'âges radiométriques, celui des âges "alpins", est en effet de l'Eocène supérieur et de la limite Eocène/Oligocène, c'est-à-dire du même âge que la cristallisation lépontine en Suisse centrale. Les minéraux pour lesquels cet âge a été obtenu sont des amphiboles bleues, de la phengite, des amphiboles calco-sodiques, etc., provenant de la zone piémontaise, des massifs penniques internes, de la zone Briançonnaise et des zones externes.

Un troisième groupe d'âges radiométriques appartient au Miocène (15-26 Ma) et a été trouvé lui aussi dans toutes les zones structurales. Comme ces âges ont été obtenus aussi sur des amphiboles sodiques, il paraît plus plausible qu'ils représentent seulement des recristallisations. Toutefois dans les zones externes des associations à pumpellyite-prehnite et à zéolites qui affectent des grauwackes stratigraphiquement attribués à l'Eocène supérieur et à l'Oligocène inférieur (grès de Taveyannaz et du Champsaur) montrent que des cristallisations ont eu lieu après l'Oligocène inférieur dans les zones externes au moins.

Les données expérimentales indiquent que de hautes pressions sont nécessaires à la cristallisation de la jadéite + quartz et de l'omphacite + grenat. Les conditions de stabilité du glaucophane ne sont pas connues, mais elles correspondent nécessairement à un gradient géothermique plus faible que le gradient normal sous lequel s'est développé le faciès schistes verts. Les zones qui possèdent des pyroxènes jadéitiques ou des éclogites (zone Zermatt-Saas s.l., socle briançonnais et une partie de la couverture siliceuse briançonnaise, ainsi que les massifs penniques internes et la zone Sesia) montrent donc une évolution des conditions P-T depuis des pressions fortes avec températures faibles à modérées jusqu'à des pressions et températures modérées (fig. 98 et 101). Dans les autres zones les paragenèses ne montrent qu'une évolution faible ou nulle du gradient géothermique.

En plus de cette évolution dans le temps que montrent certaines zones, une diminution de la température pour chaque faciès de métamorphisme apparaît entre les parties NE et E des Alpes occidentales et les régions SW et W : pour le faciès de haute pression on trouve d'abord éclogites et jadéite + quartz, puis jadéite + quartz, puis la jadéite disparaît ; pour les faciès à gradient normal la température diminue depuis la limite des schistes verts avec le faciès amphibolite, atteinte dans la partie E du Mont Rose, jusqu'à l'anchizone qui s'étend en bordure des massifs cristallins delphino-helvétiques.

Les différents faciès métamorphiques ne coïncident pas totalement avec les phases individualisées radiométriquement : les paragenèses de haute pression, ainsi que déjà une partie de leur altération (peut-être même jusqu'à une partie de la formation de la chlorite) appartiennent à la période éoalpine. Le faciès schistes verts est en grande partie de la période Eocène/Oligocène, au cours de laquelle des pressions correspondant à un gradient faible (amphiboles bleues, lawsonite, etc.) et peut-être encore de hautes pressions (pyroxènes jadéitiques dans le socle briançonnais ?) ont d'abord régné.

Si l'on tente de rechercher l'origine des hautes pressions nécessaires à la formation des pyroxènes sodiques dans un phénomène de subduction, deux évolutions schématiques doivent être envisagées, comportant soit une, soit deux phases de subduction (fig. 103 et 104). Le premier schéma d'évolution étend à la série siliceuse briançonnaise la zone de subduction affectant en parallèle une partie des unités les plus internes au Crétacé supérieur, telle que l'ont proposée DAL PIAZ et al. (1972). La couverture carbonatée briançonnaise serait alors restée au niveau superficiel de la sédimentation. Dans le second schéma un deuxième mouvement de subduction affecte, à la limite supérieure de l'Eocène, la série siliceuse briançonnaise non touchée par le métamorphisme éoalpin.

ABSTRACT

Mineralogical and petrological studies on the Alpine phases of metamorphism in the French Alps

From West to East, Alpine metamorphic assemblages in the French Western Alps range as follows : anchizone, greenschist, lawsonite-bearing, various Na amphiboles-bearing associations, jadeite + quartz-bearing, and finally eclogitic associations. These associations formed in different metamorphic phases, and at different times during the structural evolution. Thus, they partly overlap each other in time, and their distribution areas show an intricate pattern. The area which has been more especially studied from a mineralogical and petrological point of view, consists of part of two Pennine zones : the Briançon - Grand-Saint-Bernard zone, and the Piemonte zone.

PETROGRAPHY. - The Briançon - Grand-Saint-Bernard zone comprises : (1) a crystalline basement, of pre-Namurian age in the Vanoise massif (BOCQUET, 1974 a-c,e), (2) an Upper Paleozoic - Lower Werfentian siliceous cover, and (3) on the top a mainly carbonated cover reaching up to Eocene. From North to South of the French Alps the Briançon basement outcrops in the Rutor massif, the Vanoise massif, and the Ambin massif ; further South it occurs as crystalline slices in the Briançon region ("4th slice"). It is not yet quite clear whether part of the Aceglia siliceous series is made up of pre-Alpine basement material or not.

From a chemical point of view the paraschists of the Briançon crystalline basement are greywackes ; the metabasites are mainly of basaltic composition ; the sequence may have ophiolitic affinities ; a metagranite, a few acid orthogneisses, and scarce marbles make up the rest of the basement series.

Hornblende, garnet, white mica + brown biotite + kyanite + staurolite are relicts of pre-Alpine parageneses ; they define a first, amphibolite facies of medium (to high) pressure, followed by a two-micas, undetermined facies. The succeeding Alpine parageneses comprise jadeitic pyroxenes, blue amphiboles, blue-green amphiboles, epidotes, phengite + paragonite, chlorite, green biotite, albite, stilpnomelane, titanite, rutile, etc. (fig. 62).

The evolution shown by the Alpine parageneses in the Briançon basement is as observed in the other structural units, starting with jadeitic pyroxenes, themselves followed by sodic amphiboles, which are replaced by soda-calcic amphiboles, chlorite, albite, and green biotite.

The inner Briançon siliceous cover, i.e. the cover of the basement East of the Carboniferous zone ("zone houillère"), is perhaps restricted to Upper Permian and Lower Werfenian; it contains associations similar to those found in the basement, notably with jadeitic pyroxenes (Vanoise, Ambin, Acceglio).

The Briançon Carboniferous zone, which is located in a more outer position, exhibits:

- greenschist-type associations, with white mica, chlorite, albite, and epidote in metamorphic schists and sandstones;
- lawsonite-pumpellyite-albite assemblages in intermediate to acidic metavolcanics ("microdiorites", intrusive into the metamorphic schists and sandstones).

The carbonate cover series (middle Triassic to Eocene) contains iron-rich blue amphiboles-acmite-deerite-stilpnomelane assemblages, and a chloritoid-diaspore-pyrophyllite-paragonite association in Al-rich rocks. The sodic amphiboles in the carbonate cover show various alteration processes and a distinct, constant zonation.

The Piemont or Schistes lustrés zone has been divided into two parts (DAL PIAZ, 1971b, 1974a and b): In an inner part (Zermatt-Saas zone s.l.) ophiolitic rocks predominate; they represent the oceanic bottom of the trench, and are associated with a thin, micaschistose and quartzose sedimentary cover. The outer part (Combin zone s.l.) mainly consists of calc-schists, with minor ophiolitic rocks, the latter probably derived from tuffs, from tuffites, and from a few flows. These two parts of the Piemont zone also differ in metamorphism: The first zone features eclogitic parageneses, whereas only greenschist associations + glaucophane are found in the second. They are considered to be Jurassic and Lower Cretaceous.

In the region studied, the Zermatt-Saas zone s.l. outcrops at the outer SW border of the Gran Paradiso massif, and also as slices apparently enclosed as a melange in the calc-schists of the Cottic Alps, the Queyras and the upper Ubaye valley region. In this Zermatt-Saas zone s.l. the earliest Alpine metamorphic parageneses comprise: eclogitic assemblages coeval with, and followed by, glaucophane-bearing facies to the NE and to the E (Aosta valley, Susa valley, border of the Gran Paradiso massif, M. Viso); assemblages with jadeitic pyroxene, blue amphiboles, acmite, lawsonite, and pumpellyite to the SW and W (Queyras, upper Ubaye valley). These assemblages are followed by greenschist parageneses, more developed to the NE and E, with soda-calcic and calcic amphiboles, chlorite, albite, green biotite, etc. (fig. 81, 82, 84 and 85). The metasediments associated with the ophiolitic rocks (marbles, meta-cherts, and micaschists) may contain blue amphiboles, lawsonite

(the latter in the Cottic Alps, the Queyras and the upper Ubaye valley), or, at the border of the Gran Paradiso massif and in the whole E and NE parts of the Western Alps, blue-green amphiboles, garnet, and chloritoid.

The lithology and metamorphic facies of the Versoyen series are similar to those of the Piemont series, although its structural relationship is still under discussion. In this Versoyen series jadeite, glaucophane s.l., and chloritoid are found.

The assemblages of the calc-schists and some micaschists in the Combin zone s.l. are poor in phases: quartz-calcite-white micas (phengite and paragonite, sometimes muscovite) + chlorite + albite + chloritoid (the latter in the Eastern region only). In an ACF diagram the chemical composition of these rocks plots along the calcite-chlorite (or chloritoid) joint. In the ophiolitic rocks interlayered in these calc-schists (ovardites, prasinities, flaseraggabros) the assemblage also contains actinolite, titanite, etc.

MINERALOGY. - Data taken from the literature dealing with the Western Alps have been added to the new data obtained during the present study.

White micas are ferrimuscovite in the Briançon basement (pre-Alpine micas). Alpine white micas are phengite or paragonite, less commonly muscovite. Measurement of b_0 allows the ferric elements contents to be evaluated with some accuracy; the Fe:Mg ratio can be obtained by measurement of the X-ray peaks intensities (fig. 8a and 9b).

The biotites studied are mostly green biotites. They seem to be higher in Mg than the pre-Alpine, brown biotites. The Fe_{tot} :Mg ratio can be evaluated from the ratio of the diffraction peaks intensities (fig. 11), and the total Fe content from the refractive index (fig. 12).

The Fe:Mg ratio of stilpnomelane increases from samples picked up from micaschists and gneisses, and samples from ironstones or veins. This distinction holds not only for the Alpine specimens, but also on a world scale (fig. 13).

The serpentine minerals are mostly antigorite. Chrysotile forms the serpentine body at Montgenèvre; it also occurs in veins. The asbestos habit usually consists of both amphibole and antigorite with either predominating.

Chlorites are ripidolite, brunsvigite (in FOSTER's classification, i.e. pyenochlorite in HEY's classification), sheridanite, or clinochlore; owing to the oxidation state of the iron some of them belong to HEY's thuringites. There is a clear relationship between the nature of host-rock and the chemical composition of its chlorite: chlorites have a low $Fe^{2+} : Fe^{3+} + Mg + Mn$ ratio, and a high Si content in marbles and metabasites, whereas ripidolite is common

temperature (fig. 98 and 101). Judging only from the parageneses, evolution of the geothermal gradient appears to be faint or even non-existent in the other zones.

Moreover, in addition to this chronological evolution observed in some zones, there appears, for each metamorphic facies, a temperature decrease between (1) the NE and E, and (2) the SW and W parts of the Western Alps: when the HP facies prevails, both eclogites and jadeite + quartz are first found to the NE and to the E, then jadeite + quartz, then jadeite is absent; for the normal-gradient facies, the temperature decreases from the boundary between the greenschist/amphibolite facies (which is reached in the Eastern part of the M. Rosa), and the anchizone found at the border of the delphino-helvetic crystalline massifs.

The various metamorphic facies do not wholly coincide with the radiometrically-dated phases. The high pressure parageneses, as well as part of their alteration (even perhaps up to part of the formation of chlorite), belong to the Eoalpine phase. Much of the greenschist facies fits into the Eocene/Oligocene phase, during which a low gradient (blue amphiboles, lawsonite, etc.), and perhaps even high pressures (jadeitic pyroxenes in the Briançon basement?) first prevailed.

If the high pressures needed for the formation of soda pyroxene originated in a subduction process, two possible evolution patterns are to be considered, respectively involving either one, or two subduction phases (fig. 103 and 104). In the first pattern, the Briançon siliceous series (basement + lower part of the cover) is also involved in the subduction zone acting in parallel upon some of the more inner units during Late Cretaceous times, as suggested by DAL PIAZ et al. (1972). The Briançon carbonate cover would then have stayed at a surficial sedimentation level. In the second pattern the Briançon siliceous sequence, unaffected by the Eoalpine metamorphism, is involved in a further subduction motion at the end of the Eocene.

RIASSUNTO

Ricerche mineralogiche e petrologiche sulle fasi metamorfiche alpine nelle Alpi francesi

Nelle Alpi occidentali francesi le associazioni metamorfiche alpine variano tra l'anchizone (ad ovest) e le eclogiti (ad est) e comprendono scisti verdi, paragenesi a lawsonite, svariate associazioni ad anfiboli sodici e paragenesi a giadeite-quarzo. Esse si sono sviluppate nel corso di differenti fasi metamorfiche e tettoniche della storia alpina, sovrapponendosi parzialmente nel tempo; la loro distribuzione offre un quadro assai complicato. Una parte della zona brianzonese - Gran San Bernardo e della zona piemontese sono i settori qui esaminati più a fondo dal punto di vista mineralogico e petrografico.

PETROGRAFIA. - La zona brianzonese - Gran San Bernardo è costituita da uno zoccolo cristallino di età prenamuriana, accertato definitivamente anche nella Vanoise (BOCQUET, 1974a-c, e), da una copertura silicea del Paleozoico superiore-Werfen inferiore e da una copertura, prevalentemente carbonatica, che raggiunge l'Eocene. Procedendo da nord a sud nelle Alpi francesi, lo zoccolo brianzonese affiora nei massicci del Rutor, della Vanoise e dell'Ambin ed è rappresentato anche nelle scaglie cristalline della regione di Briançon (IV scaglia). Problema non ancora risolto è l'appartenenza allo zoccolo prealpino di una parte delle sequenze cristalline d'Acceglio.

I metasedimenti sono i litotipi più abbondanti nello zoccolo e corrispondono, nel chimismo, a grovacche. Vi si associano metabasiti antiche con prevalente chimismo basaltico; l'insieme manifesta una certa affinità ofiolitica. Il basamento prenamuriano è completato da un metagranito, da alcuni ortogneiss acidi e da rari marmi. Esso conserva relitti prealpini di orneblenda, granato, mica bianca + biotite bruna + cianite + staurolite, sfuggiti localmente alla riequilibrio metamorfica alpina. Tali relitti consentono di definire una prima paragenesi in facies amphibolite di

pressione intermedia (o alta) ed una seconda in facies indeterminata a due miche, entrambe prealpine. Le successive associazioni metamorfiche sono alpine; esse comprendono pirosseni giadeitici, anfiboli sodici e verde-azzurri, epidoti, fengite e paragonite, clorite, biotite verde, albite, stilpnomelano, titanite, rutilo, ecc. (fig. 62). Questi minerali formano paragenesi distinte che si evolvono e si sovrappongono in modo analogo a quello riscontrato in altre unità strutturali (pirosseni giadeitici → anfiboli sodici → anfiboli calcosodici, clorite, albite e biotite verde).

La copertura silicea della zona brianzonese interna, cioè la copertura dello zoccolo cristallino ad oriente della zona houillère, forse è rappresentata soltanto dal Permiano superiore e dal Werfen inferiore; essa comprende associazioni mineralogiche analoghe a quelle alpine del basamento, in particolare a pirosseni giadeitici (Vanoise, Ambin, Acegglio).

La zona houillère brianzonese, situata in un settore più esterno, mostra, nei suoi livelli scistoso-arenacei, associazioni mineralogiche in facies scisti verdi a mica bianca, clorite, albite ed epidoto; nelle rocce intrusive associate, che hanno chimismo da intermedio ad acido ("microdioriti"), si osservano invece associazioni a lawsonite-pumpellite-albite.

Le sequenze carbonatiche di copertura (dal Trias medio all'Eocene) contengono anfiboli blu ferriferi, egirina, deerite, stilpnomelano e, in livelli iperalluminosi, paragenesi a cloritoide, diasporo, pirofillite, paragonite. Gli anfiboli sodici mostrano processi d'alterazione di tipo diverso ed una zonatura netta e costante.

La zona piemontese o zona dei calcescisti con pietre verdi risulta suddivisibile in almeno due unità principali (DAL PIAZ, 1971b, 1974a e b): quella interna (zona di Zermatt-Saas s.l.) è formata da prevalenti metaofioliti cui si associa una sottile copertura sedimentaria di quarziti e micascisti. Essa corrisponde verosimilmente alla evoluzione strutturale di un originario settore oceanico del bacino. Quella esterna (zona del Combin s.l.) è costituita soprattutto da calcescisti s.s.; vi si intercalano subordinate metaofioliti che corrispondono probabilmente a tufi, tuffiti, colate, ecc. Queste due unità si differenziano inoltre nei caratteri metamorfici: la prima mostra paragenesi eclogitiche, più o meno parzialmente obliterate da una sovraimpronta in facies scisti verdi; nella seconda si rinvengono soltanto paragenesi in facies scisti verdi + a glaucofane. L'età di questi complessi ofiolitiferi è ritenuta del Giurese-Cretaceo inferiore; è da notare tuttavia che essi comprendono abbondanti ultrabasiti buona parte delle quali ha verosimilmente una origine assai più antica.

Nella regione esaminata, la prima unità (zona di Zermatt-Saas s.l.) affiora al margine SW del Gran Paradiso e riappare in lenti, apparentemente un melange, nei calcescisti delle Alpi Cozie, del Queyras e della haute Ubaye. Le prime paragenesi metamorfiche alpine si riferiscono a eclogiti seguite da facies a glaucofane nei

settori E et NE (Val d'Aosta, Valle di Susa, dintorni del Gran Paradiso, M. Viso), ad associazioni a pirosseni giadeitici, anfiboli blu, egirina, lawsonite, pumpellite nei settori SW e W (Queyras, haute Ubaye). Seguono associazioni mineralogiche in facies scisti verdi; esse sono ben sviluppate soprattutto nei settori NE e E, con anfiboli calcosodici e calcici, clorite, albite, biotite verde, ecc. (figg. 81, 82, 84 e 85). I metasedimenti associati - marmi, metaradiolariti e micascisti - possono contenere, a seconda della regione, anfiboli blu, lawsonite (Alpi Cozie, Queyras, haute Ubaye), oppure anfiboli verde-azzurri, granati e cloritoide (dintorni del Gran Paradiso e settori NE ed E).

Benchè la sua pertinenza strutturale e paleogeografica sia ancora discussa, il complesso ofiolitifero del Versoyen si avvicina, dal punto di vista litologico e metamorfico, alle sequenze piemontesi. Esso contiene giadeite, glaucofane s.l. e cloritoide.

I calcescisti s.s. ed i subordinati micascisti della zona del Combin s.l. hanno in genere paragenesi povere in fasi, con quarzo, calcite, mica bianca (soprattutto fengite e paragonite, a volte muscovite) + clorite + albite + cloritoide (solo nei settori orientali). Nel diagramma ACF questi litotipi si dispongono lungo la linea calcite-clorite (o cloritoide). Le metaofioliti associate - prasiniti, ovarditi e Flasergabbro - contengono inoltre attinoto, titanite, ecc.

MINERALOGIA. - Questo lavoro non solo espone i numerosi dati originali, ma riporta anche, sinteticamente, quelli tratti dalla letteratura sulle Alpi occidentali.

Le miche bianche prealpine sono ferrimuscoviti (zoccolo brianzonese); quelle alpine sono fengiti o paragoniti, talvolta muscoviti. Possiamo valutare con una certa precisione il tenore in elementi femici con le misure di b_0 ed il rapporto Fe/Mg con l'intensità dei raggi nei diagrammi X (figg. 8a e 9b).

Le biotiti esaminate sono soprattutto biotiti verdi. Esse sembrano più ricche in Mg delle biotiti prealpine. Il rapporto delle intensità dei raggi di diffrazione ci danno indicazioni sul rapporto Fetot/Mg (fig. 11); una stima del contenuto totale in Fe si ottiene dall'indice di rifrazione (fig. 12).

Il rapporto Fe/Mg nello stilpnomelano cresce passando da micascisti e gneiss ai giacimenti metalliferi ed ai filoni. Tale variazione è valida non solo nell'ambiente alpino, ma anche a scala mondiale (fig. 13).

I serpentini sono in prevalenza antigoriti. Il crisotilo compare sia come costituente fondamentale (Monginevro), sia, in altre località, come minerale di litoclase. La varietà amianto è in genere costituita da una miscela di anfibolo ed antigorite, in rapporti variabili.

Le cloriti corrispondono a ripidoliti, brunsvigiti (secondo la classificazione di FOSTER; picnocloriti per HEY), sheridaniti o clinoclori. Il grado di ossidazione del Fe colloca numerose cloriti nella famiglia delle thuringiti (secondo HEY). E' sempre evidente una relazione tra la composizione chimica della rocca ospite e quella della clorite: i marmi e le metabasiti contengono cloriti il cui rapporto $Fe^{2+}/Fe^{2+}+Mg+Mn$ è piccolo ed il tenore in Si elevato; nei micascisti e nelle litoclasti si rinvengono invece soprattutto delle ripidoliti (fig. 20). Possiamo valutare parzialmente la composizione delle cloriti utilizzando i caratteri radiocristallografici (distanza basale: Al_{IV} ; b_0 e rapporto delle intensità dei raggi di diffrazione: F_{tot} ; fig. 21). I caratteri ottici consentono soltanto di separare le cloriti magnesiache dalle altre.

I cloritoici analizzati sono poveri in Mg e di tipo triclinico. I cloritoidi dei settori più interni delle Alpi occidentali sono invece più magnesiaci. La simmetria sembra soprattutto di tipo monoclinico al Rutor ed in Vallese.

Sulla base delle analisi disponibili, gli anfibioli sodici mostrano la seguente distribuzione (BOCQUET, 1974d): glaucofane s.s. nella zona piemontese (in ofioliti e metasedimenti), ferroglaucofane nello zoccolo Brianzone e nei metasedimenti piemontesi, crossite nello zoccolo e nella copertura Brianzone, magnesioriebeckite e riebeckite nella copertura Brianzone e nei giacimenti di minerali metallici (fig. 24). Un evidente rapporto diretto lega i tenori in Fe^{2+} e Fe^{3+} della roccia ospite a quelli dell'anfibolo. Il massimo di soluzione solida con l'attinoto raggiunge la composizione $Gl_{70}At_{30}$ (fig. 28). Un carattere frequente di questi anfibioli blu è la loro zonatura. E' possibile che questo fenomeno sia in parte connesso a processi tardivi di lisciviazione lungo i piani di sfaldatura: lo sembrano indicare alcuni profili alla microsonda. In ogni caso l'influenza della disponibilità locale in elementi gioca un ruolo rilevante, come si vede ad esempio per i minerali alterati dall'anfibolo. Un'ottima valutazione del contenuto in Fe^{3+} si ottiene dai valori d_{310} , a_0 o b_0 ; il contenuto in Fe^{2+} da c_0 .

Gli anfibioli verde-azzurri sono subcalcici.

I pirosseni sodici delle Alpi occidentali appartengono a tre gruppi diversi: egirina nelle associazioni con minerali metallici (anche in alcune metaofioliti e, come associazioni tardive, in rocce svariate di cui non si hanno analisi), giadeiti in rocce di composizione granitica o pelitica ed omfaciti-cloromelaniti nelle metabasiti.

I granati sono almandini nei micascisti e nei calcescisti; nello zoccolo Brianzone sono ritenuti prealpini. Essi mostrano la consueta zonatura a campana per Mn e a catino per Fe; vi si osservano inoltre fenomeni di diffusione di Mn in concomitanza della corrosione (de BETHUNE, LADURON e BOCQUET, in stampa).

Si espongono infine dati chimici e fisici per i seguenti minerali: deerite (BOCQUET e FORETTE, 1973), lawsonite, pumpellite, pirofillite, epidoto, tormalina ed albite.

Le figg. dalla 37 alla 43 mostrano la distribuzione cartografica di giadeite, anfibioli sodici, cloritoide, lawsonite, pumpellite, biotiti e stilpnomelano. La distribuzione di alcuni di essi, soprattutto di giadeite e di buona parte almeno degli anfibioli sodici, cloritoide e lawsonite è circoscritta a determinate unità strutturali; altri minerali, ad esempio biotite e stilpnomelano, ne sono invece indipendenti: i limiti dei loro campi d'esistenza tagliano in discordanza i limiti delle unità tettoniche. Si conferma così il concetto di "metamorfismo trasportato" (DAL PIAZ e AL., 1972) per una parte delle paragenesi alpine: le paragenesi a giadeite (e/o eclogiti), seguite da una parte degli anfibioli sodici si sono formate prima che le unità tettoniche assumessero l'attuale assetto strutturale nell'edificio a falde.

I risultati della geocronologia radiometrica confermano appieno questa interpretazione (fig. 99; HUNZIKER, 1974b; BOCQUET e AL., 1974). Un primo gruppo di età, definite "eoalpine", risulta del Cretaceo sommitale (100-65 m.a.); si riferiscono a pirosseni sodici ed anfibioli blu + lawsonite e ad anfibioli calcosodici della zona di Zermatt-Saas s.T. e della crosta continentale della zona Sesia-Lanzo. Le paragenesi a pirosseno giadeitico ed anfibolo sodico dello zoccolo Brianzone non sono state ancora datate dalla radiometria.

L'esistenza in questo complesso di un episodio metamorfico terziario ad anfibioli sodici è documentato dalla presenza di tali minerali in orizzonti fossiliferi del Cretaceo superiore-Paleocene, appartenenti ad una sequenza che termina con l'Eocene (copertura Brianzone). Un secondo gruppo di età radiometriche, quello delle età "alpine", è in effetti dell'Eocene superiore e del limite Eocene/Oligocene. Corrisponde cioè alla cristallizzazione lepontina nella Svizzera centrale. Hanno fornito queste età, nella regione studiata, anfibioli sodici e calcosodici provenienti dalla zona piemontese, dai massicci pennidici interni, dalla zona Brianzone e dalla zona esterne.

Un terzo gruppo di età radiometriche rientra nel Miocene (26-15 m.a.) ed anch'esso è stato rinvenuto in tutte le unità strutturali. Queste età sono state ottenute anche su anfibioli sodici, ma ci sembra più plausibile che si tratti soltanto dell'effetto di una ricristallizzazione. La presenza nelle zone esterne della catena di paragenesi a pumpellite-prehnite e di zeoliti in grovacke che la stratigrafia attribuisce all'Eocene superiore e all'Oligocene (grès de Taveyannaz e di Champsaur), indica tuttavia l'esistenza di una fase blastica posteriore all'Oligocene inferiore, limitatamente almeno a questa regione.

I dati sperimentali impongono la presenza di alte pressioni per la cristallizzazione di giadeite-quarzo e di omfacite-granato. Non sono invece conosciute le condizioni di stabilità del glaucofane, ma esse corrispondono necessariamente ad un gradiente geotermico

più debole di quello normale della facies scisti verdi. Le unità strutturali che contengono pirosseni giadeitici o eclogiti (zona di Zermatt-Saas s.l., zoccolo brianzonese e parte della sua copertura silicea, massicci pennidici interni e zona Sesia-Lanzo) mostrano dunque delle condizioni di P-T che si evolvono da alte pressioni a bassa o moderata temperatura verso pressioni e temperature moderate (figg. 98 e 101). Negli altri settori le paragenesi alpine mostrano un'evoluzione del gradiente geotermico da debole a nulla.

Oltre a questa evoluzione nel tempo delle condizioni metamorfiche di alcune regioni, si riscontra inoltre una diminuzione di temperatura nell'ambito di ciascuna facies metamorfica: passando dai settori E e NE della Alpi occidentali a quelli W e SW, le associazioni di alta pressione contengono dapprima eclogiti e paragenesi a quarzo-giadeite (nel settore interno dell'arco alpino), poi soltanto giadeite-quarzo e quindi la giadeite scompare. Per le facies a gradiente normale la temperatura diminuisce dal limite anfibolite/scisti verdi (M. Rosa) all'anchizona; quest'ultima si sviluppa ai margini dei massicci cristallini elvetico-delfinesi.

Le diverse facies metamorfiche non coincidono completamente con le fasi individuate con metodi radiometrici. Le paragenesi di alta pressione ed una parte dei loro prodotti d'alterazione (forse fino allo sviluppo di una clorite) appartengono all'episodio eoalpino. La facies scisti verdi è in gran parte riferibile all'episodio metamorfico dell'Eocene-Oligocene, il quale inizia con pressioni corrispondenti ad un gradiente debole (anfiboli sodici, lawsonite, ecc.) e forse, localmente, ancora in condizioni di alta pressione (pirosseni giadeitici nello zoccolo brianzonese?).

Se si vuol tentare di riferire l'origine delle alte pressioni richieste per la formazione dei pirosseni sodici ad un processo di subduzione, si possono schematizzare due modelli evolutivi, comprensivi di una o di due fasi subduttive (figg. 103 e 104). Il primo schema estende alle serie silicee brianzonese la zona di subduzione che si sviluppa parallelamente in una parte delle unità interne durante il Cretaceo superiore (DAL PIAZ e AL., 1972). In tale prospettiva, la copertura carbonatica brianzonese si sarebbe scollata da una parte del suo substrato, restando al livello superficiale della sedimentazione. Nel secondo modello (che ipotizza l'età terziaria delle paragenesi a giadeite della zona brianzonese) si prospetta lo sviluppo di un secondo processo di subduzione al limite superiore dell'Eocene. Esso avrebbe colpito le sequenze silicee brianzonese, esenti da metamorfismo eoalpino.

ZUSAMMENFASSUNG

Mineralogisch-petrologische Studien über die Phasen der alpinen Metamorphose in den französischen Alpen

Die alpinen Mineralparagenesen in den französischen Westalpen reichen von der Anchizone im Westen über Grünschieferfazies-Assoziationen, Paragenesen mit Lawsonit, verschiedenen Na-Amphibolen, Jadeit und Quarz, zu Eklogiten im Osten. Diese Mineralassoziationen haben sich im Laufe verschiedener Phasen der Metamorphose und auch zu verschiedenen Zeitpunkten der tektonischen Entwicklung gebildet. Dies führt zu einem teilweisen Überlappen der verschiedenen Assoziationen in der Zeit aber auch zu einem höchst komplexen Verbreitungsbild. Eingehender bearbeitet wurde ein Gebiet, das beide Teile des Penninikums umfasst: die Briançon-Bernhard- und die Piemontesische Zone.

PETROGRAPHIE. - Die Briançon-Bernhard-Zone enthält einen kristallinen Sockel, dessen vornamurisches Alter in der Vanoise nachgewiesen wurde (BOCQUET, 1974a-c, e); eine "kieselige" Bedeckung, die vom Oberpaläozoikum bis zu den unteren Werfener Schichten reicht; darüber folgt eine vorwiegend karbonatische Bedeckung, die bis ins Eozän geht. Der Sockel der Briançon-Bernhard-Zone ist in den französischen Alpen (von Norden nach Süden) im Rutor-Massiv, in der Vanoise, im Ambin-Massiv, sowie in den kristallinen Schuppen der Gegend von Briançon ("vierte Schuppe") aufgeschlossen. Die Zugehörigkeit eines Teiles der "kieseligen" Serie der Zone von Acceglio stellt noch ein offenes Problem dar.

Der Chemismus der Metasedimente des kristallinen Sockels deutet auf Grauwacken. Der Chemismus der Metabasite ist vorwiegend basaltisch mit ophiolitischer Tendenz. Metagranite, saure Orthogneise und spärliche Marmore vervollständigen die Serie des Sockels.

Relikte von Hornblende, Granat, weissem Kaliglimmer + braunem Biotit + Disthen + Staurolith der voralpinen Paragenesen definieren eine erste voralpine Amphibolitfazies von mittlerem (bis höherem) Druck, gefolgt von einer späteren unbestimmten Fazies mit Hell- und Dunkelglimmern. Die Abfolge der alpinen Paragenesen umfasst jadeitischen Pyroxen, blaue und blaugrüne Amphibole, Epidote, Phengit und Paragonit, Chlorit, grünen Biotit, Albit, Stilpnomelan, Titanit, Rutil, etc. (Fig. 62). Die Evolution der alpinen Paragenesen in der Briançon-Bernhard-Einheit wird auch in den anderen strukturellen Einheiten gefunden; sie geht aus von jadeitischen Pyroxenen über Natrium-Amphibole, welche später von Kalknatron-Amphibol oder Chlorit und Albit oder grünem Biotit und Albit ersetzt werden.

Die "kieselige" Bedeckung des inneren Briançonnais, d.h. diejenige, die auf dem Sockel östlich der Karbonzone (Zone Houillère) liegt, wird wahrscheinlich nur vom oberen Perm und unteren Werfener Schichten aufgebaut. Diese Bedeckung enthält dieselben Mineralassoziationen mit jadeitischen Pyroxenen wie der Sockel (Vanoise, Ambin, Acceglio).

Das extern gelegene Briançonnais-Karbon (Zone Houillère) besteht aus Schieferen und Sandsteinen in Grünschiefer-Fazies mit hellen Kali-Glimmern, Chlorit, Albit, Epidot. "Microdiorite" von intermediärem bis saurem Chemismus, welche die Schiefer und Sandsteine durchschlagen, enthalten Mineralparagenesen mit Lawsonit-Pumpellyit-Albit.

Die karbonatische Bedeckung (mittlere Trias-Eozän) enthält eisenreiche blaue Amphibole, Aegirin, Deerit, Stilpnomelan und in tonerreicheren Gesteinen eine Assoziation mit Chloritoid, Diaspor, Pyrophyllit, Paragonit. Die blauen Amphibole der karbonatischen Bedeckung zeigen sehr unterschiedliche Umwandlungsprozesse und eine offensichtlich konstante Zonierung.

Die piemontesische Zone oder "Schistes lustrés"-Zone wurde in zwei Teile gegliedert (DAL PIAZ, 1971b, 1974a, b). Im inneren Teil, der Zone von Zermatt-Saas s.l., überwiegen ophiolitische Gesteine und eine dazugehörige dünne quarz- und glimmerschieferige sedimentäre Bedeckung. Die ophiolitischen Gesteine stellen wahrscheinlich eine ehemalige ozeanische Kruste des Beckenbodens dar. Der äussere Teil, die Combin-Zone s.l., wird vor allem von kalkigen Glimmerschiefern mit untergeordneten ophiolitischen Einlagerungen aufgebaut; letztere stellen wahrscheinlich Tuffe, Tuffite und einige Ergüsse dar. Zermatt-Saas-Zone s.l. und Combin-Zone s.l. unterscheiden sich ausserdem durch ihre metamorphe Ueberprägung. Die Zone von Zermatt-Saas s.l. enthält eklogitische Paragenesen währenddem in der Combin-Zone s.l. grünschieferfazies Paragenesen + Glaukophan gefunden werden. Das Alter dieser Einheiten wird als jurassisch bis unterkretazisch angenommen.

Im Untersuchungsgebiet ist die Zermatt-Saas-Zone s.l. in der SW Umgebung des Gran Paradiso aufgeschlossen, sowie in Linsen (offensichtlich als Melange) in den Kalkglimmerschiefern der cot-

tischen Alpen, des Queyras und der oberen Ubaye. Im NE und E der Zermatt-Saas-Zone s.l. (Valle d'Aosta, Valle di Susa, Umgebung des Gran Paradiso, Mte Viso) enthalten die ersten alpin-metamorphen Paragenesen eklogitische Mineral-Assoziationen gefolgt von und gleichzeitig mit der Bildung von Glaukophan. Im SW und W der Zone (Queyras, obere Ubaye) enthalten die Paragenesen jadeitischen Pyroxen, blaue Amphibole, Aegirin, Lawsonit und Pumpellyit. Darauf folgen Assoziationen der Grünschieferfazies, die im NE und E teil stärker ausgeprägt ist, mit Kalknatron und Kalzium-Amphibolen, Chlorit, Albit, grünem Biotit, etc. (Fig. 81, 82, 84 und 85). Mit diesen ophiolitischen Gesteinen vergesellschaftete Sedimente (Marmore, Metaradiolarite und Glimmerschiefer) enthalten je nach Gebiet blaue Amphibole, Lawsonit (letztere in den cottischen Alpen, im Queyras und in der oberen Ubaye) oder blaugrüne Amphibole, Granat und Chloritoid (in der Umgebung des Gran Paradiso und in dem ganzen E und NE Gebiet).

Obwohl die strukturelle Zugehörigkeit noch nicht geklärt ist, zeigt die ophiolitführende Serie des Versoyen, vom Standpunkt der Lithologie und Metamorphose her betrachtet, starke Ähnlichkeit mit den piemontesischen Serien. Die Versoyen-Zone enthält Jadeit, Glaukophan s.l. und Chloritoid.

Die an Mineralphasen armen Assoziationen der Kalkglimmerschiefer und einiger Glimmerschiefer der Combinzone s.l. enthalten Quarz, Kalzit, Hellglimmer (vor allem Phengit und Paragonit, vereinzelt auch Muskowit) + Chlorit + Albit + Chloritoid (letzterer nur gegen E). Chemisch gesprochen reihen sich diese Gesteine im ACF Diagramm entlang der Verbindung Kalzit-Chlorit oder Chloritoid ein. In den dazwischen gelagerten Ophioliten (Ovardite, Prasinite, Flaserabbros) kommt zu der Mineralparagenese noch Aktinolith, Titanit, etc. dazu.

MINERALOGIE. - Zu den im Laufe dieser Untersuchung gewonnenen Daten wurden Daten aus der Literatur der Westalpen beigelegt.

Die Hellglimmer sind im "Briançonnais Sockel" Ferrimuskowite (voralpine Glimmer). Die alpinen Hellglimmer sind Phengite und Paragonite, gelegentlich auch Muskowite. Der Gehalt an ferromagnesischen Elementen kann mit einiger Genauigkeit aus den b₀ Werten, und das Verhältnis Fe/Mg aus der Intensität der Diffraktogramme (Fig. 8a und 8b) geschätzt werden.

Im Untersuchungsgebiet sind die Biotite meistens grün. Sie scheinen reicher an Mg zu sein als die voralpinen Biotite. Das Verhältnis Fe_{tot}/Mg kann aus den Intensitätsverhältnissen der Röntgendiffraktogramme (Fig. 11), der Gesamteisengehalt aus dem Brechungsindex (Fig. 12) geschätzt werden.

Das Fe/Mg-Verhältnis der Stilpnomelane ist in Glimmerschiefern und Gneissen kleiner als in Erzvorkommen und Gängen. Diese Unterscheidung gilt nicht nur für alpine Stilpnomelane, sie ist weltweit gültig (Fig. 13).

Die Mehrheit der Serpentine besteht aus Antigorit. Die Serpentine des Montgenèvre bestehen aus Chrysotil, ebenso die Klüftfüllungen. Der Amiant wird aus einem Gemisch von Amphibol und Antigorit aufgebaut, wobei das eine oder andere Mineral vorherrschen kann.

Die Chlorite sind Ripidolite, Brunsvigite (nach FOSTER, oder Pycnochlorite nach HEY), Sheridanite oder Klinochlore. Auf Grund des Oxydationsgrads des Eisens sind nach HEY mehrere Chlorite zu den Thuringiten zu zählen. Eine enge Beziehung zwischen dem Chemismus des Wirtgesteins und demjenigen der Chlorite wird beobachtet: Marmore und Metabasite besitzen niedrige $Fe^{2+}/Fe^{3+} + Mg + Mn$ Verhältnisse und hohe Si-Gehalte. In den Glimmerschiefern und Klüften findet man vor allem Ripidolite (Fig. 20). Die chemische Zusammensetzung kann teilweise aus den Röntgendaten geschätzt werden (Netzebenenabstand: Al^{IV} ; b_0 und Verhältnis der Diffraktionsintensitäten für $Fetot$; Fig. 21). Die optischen Eigenschaften erlauben nur die Magnesiumchlorite von den übrigen zu unterscheiden.

Die analysierten Chloritoide enthalten wenig Mg und sind triklin. In den internen Gebieten des Westalpenbogens sind die Chloritoide reicher an Mg. Im Rutor und im Wallis scheint die Symmetrie vor allem monoklin zu sein.

Glaukophan s.str. (BOCQUET, 1974d) ist in der piemontesischen Zone (Metaophiolite und Metasedimente) vorhanden. Ferroglaukophan kommt im Briançonnais-Sockel und in den piemontesischen Metasedimenten vor. Crossit wurde im Sockel und in der Bedeckung der Briançonnais Zone und in den Metasedimenten der piemontesischen Zone gefunden. Magnesioriebeckit und Riebeckit treten in der Briançonnais-Bedeckung und in Erzvorkommen auf (Fig. 24). Eine klare Abhängigkeit zwischen den Fe^{2+} und Fe^{3+} Gehalten des Wirtgesteins und des Amphibols wurde beobachtet. Das Maximum der Mischbarkeit mit Aktinolith erreicht eine Zusammensetzung von $Gl_{70}Akt_{30}$ (Fig. 28). Diese blauen Amphibole sind oft stark zoniert. Gewissen Mikrosondeprofile lassen es möglich erscheinen, dass diese Zonierung teilweise auf eine späte Auslaugung entlang der Spaltbarkeiten zurückzuführen ist. Das lokale Angebot der Elemente spielt jedoch sicher eine Rolle, beispielsweise das Ausgangsmineral. Eine relativ gute Abschätzung des Fe^{3+} -Gehaltes kann aus den d_{310} Werten, den a_0 und den b_0 Werten gewonnen werden; eine Abschätzung des Fe^{2+} aus dem c_0 Wert.

Die analysierten blaugrünen Amphibole sind subkalzisch.

Die Na-Pyroxene der Westalpen gehören zu den folgenden drei Gruppen: Aegirine in den erzführenden Assoziationen (wie auch in den Metaophioliten und in den späten Assoziationen in verschiedenen Gesteinen, von denen jedoch keine Analysen vorhanden sind); Jadeite in Gesteinen granitischer und pelitischer Zusammensetzung; und Omphazit-Chloromelanite in Metabasiten.

In den Glimmerschiefern und Kalkglimmerschiefern sind die Granate Almandine (im Briançonnais-Sockel wird angenommen, dass der Granat voralpines Alter hat). Die Granate zeigen die gewöhnliche Zonierung (glockenförmig für Mn und becherförmig für Fe), ausserdem zeigen sie bei Korrosion Diffusionsphänomene für Mn (de BETHUNE, LADURON und BOCQUET, im Druck). In der piemontesischen Zone konnten zwei Kristallisationsstadien nachgewiesen werden, wobei der Kern deutlich reicher an Spessartin-Komponente ist (BOCQUET, LADURON und de BETHUNE, im Druck).

Chemische und physikalische Daten werden auch für andere Mineralien gegeben: Deerit (cf. BOCQUET und FORETTE, 1973), Lawsonit, Pumpellyit, Pyrophyllit, Epidot, Turmalin, Albit.

Verbreitungskarten der folgenden Mineralien sind auf Figuren 37-43 gegeben: Jadeit, Na-Amphibole, Chloritoid, Lawsonit, Pumpellyit, Biotit und Stilpnomelan. Das Verbreitungsfeld von einigen dieser Mineralien, besonders dasjenige von Jadeit und mindestens eines grossen Teiles der blauen Amphibole, des Chloritoids und von Lawsonit sind an strukturelle Einheiten gebunden, währenddem bei anderen Mineralien, wie bei Biotit und Stilpnomelan, das Verbreitungsgebiet die strukturellen Grenzen schneidet. Für einen Teil der alpinen Paragenese kommt man somit zur Vorstellung der transportierten Metamorphose (DAL PIAZ et al., 1972). Die ersten Paragenesen mit Jadeit (und/oder Eklogiten), gefolgt von blauen Amphibolen, waren schon vor der heutigen Deckenanordnung vorhanden.

Die geochronologischen Daten bestätigen und präzisieren diese Betrachtungsweise (Fig. 99; HUNZIKER, 1974b; BOCQUET et al., 1974). Eine erste Gruppe von oberkretazischen Altern, eoalpine Alter genannt, erstreckt sich von ungefähr 100-65 M.J. Diese Alterswerte treten in Assoziationen mit Na-Pyroxenen, blauen Amphibolen + Lawsonit und mit Kalk-Natronamphibolen der Zone von Zermatt-Saas s.l. und der Sesia-Zone auf. Die Paragenesen mit jadeitischem Pyroxen und blauem Amphibol des Briançonnais-Sockels sind noch nicht radiometrisch datiert.

Eine tertäre Phase der Metamorphose mit blauen Amphibolen konnte nachgewiesen werden; blaue Amphibole kommen in paläontologisch datierten oberkretazisch- bis paläozänen Sedimenten vor, welche zu einer Serie gehören, die von Eozän abgeschlossen wird (Briançonnais-Bedeckung). Eine zweite Gruppe von radiometrischen Altern gibt tatsächlich eozäne und eozän-oligozäne Alterswerte, d.h. ist gleich alt wie die Lepontin-Kristallisation in den Zentralalpen. Mineralien, an denen diese Alterswerte gefunden wurden, sind blaue Amphibole, Phengit, Kalk-Natronamphibole, etc., aus der piemontesischen Zone, der penninischen Internmassive, der Briançonnais-Zone und der externen Zonen.

Eine dritte Gruppe von radiometrischen Altern fällt ins Miozän (15-26 M.J.) und wurde in allen strukturellen Einheiten

gefunden. Da diese Alterswerte auch an blauen Amphibolen gefunden wurden, erscheint es wahrscheinlich, dass damit nur eine Rekristallisation dieses Minerals datiert wird. Jedenfalls zeigen die Paragenesen mit Pumpellyit-Prehnit und Zeolithen, welche Grauwacken von obereozänem und unteroligozänem Alter der Externzonen überprägt haben (die Taveyannaz und Champsaur Sandsteine), dass in den Externzonen zum mindesten Kristallisation nach dem Unteroligozän noch stattgefunden hat.

Die experimentellen Daten zeigen, dass für die Kristallisation von Jadeit und Quarz und von Omphazit und Granat hohe Drücke notwendig sind. Die Stabilitätsbedingungen von Glaukophan sind nicht bekannt, aber sie entsprechen mit Sicherheit einem niedrigen Thermogradienten als dem der Grünschieferfazies. Die Zonen, die jadeitische Pyroxene oder Eklogite aufweisen (Zone von Zermatt-Saas s.l., Briançonnais-Sockel und ein Teil der "kieseligen" Briançonnais-Bedeckung, sowie die internen penninischen Massive und die Sesia-Zone), zeigen eine Entwicklung der PT-Bedingungen von hohen Drücken und niedrigen bis mittleren Temperaturen zu mittleren Drücken und Temperaturen (Fig. 98 und 101). In den anderen Zonen zeigen die Paragenesen nur eine schwache bis gar keine Entwicklung des geothermischen Gradienten.

Überlagert über diese Entwicklung der PT-Bedingungen mit der Zeit, die gewisse Zonen aufweisen, ist für jede Fazies eine Temperaturabnahme von Nordosten und Osten gegen Südwesten und Westen der Westalpen erkennbar; für die Hochdruckfazies findet man zunächst Eklogite und Jadeit + Quarz, dann Jadeit + Quarz, dann verschwindet der Jadeit. Bei der Fazies mit normalem Gradienten nimmt die Temperatur von der Grenze Grünschiefer/Amphibolitfazies im Ostteil des Monte Rosa, bis zu Temperaturen der Anchizone in der Umgebung der kristallinen Massive der Dauphinois-Helvetischen Zone ab.

Die verschiedenen metamorphen Phasen fallen nicht gänzlich mit den radiometrischen Phasen zusammen. Ein Teil der Umwandlung der Hochdruckparagenesen, vielleicht sogar bis zu einem Teil der Chloritbildung, spielte sich schon in eoalpinen Zeit ab. Die Grünschieferfazies entstand zum grossen Teil während der eozän-oligozänen Phase, während welcher die Drücke einem niedrigen Gradienten entsprachen (blaue Amphibole, Lawsonit, etc.) und vielleicht zunächst noch hohe Drücke herrschten (jadeitischer Pyroxen im Briançonnais-Sockel?).

Beim Versuch, die für die Bildung von jadeitischem Pyroxen notwendigen Drücke durch ein Subduktionsphänomen zu erklären, müssen zwei Entwicklungsschemas ins Auge gefasst werden mit einer, bzw. zwei Phasen von Subduktion (Fig. 103 und 104). Beim ersten Modell erfasst die Subduktion in der Obrekreide die "kieselige" Briançon-Bedeckung sowie auch Teile von mehr intern gelegenen Einheiten, wie dies DAL PIAZ et al. (1972) vorgeschlagen haben. Das Sedimentationsniveau der karbonatischen Briançon-Bedeckung müsste dabei in Oberflächennähe verblieben sein. Im zweiten Schema wird die kieselige Briançon-Bedeckung, die von der eoalpinen Metamorphose nicht überprägt wurde, von einer zweiten Subduktionsbewegung an der Grenze Eozän-Oligozän erfasst.

INTRODUCTION

Cet ouvrage est tout d'abord conçu comme un rapport. L'approche des problèmes posés par le métamorphisme alpin dans les Alpes internes françaises s'est faite par la voie de la minéralogie, de la pétrographie et de la pétrologie. Les résultats obtenus forment l'essentiel de cet ouvrage. Le cadre général qui a été construit dans le dernier chapitre pour le déroulement des événements métamorphiques alpins est un essai fondé sur les faits mis en évidence, mais dont la fragilité tient aux défauts dans l'évaluation de leur portée et à l'ignorance d'autres faits non encore mis en évidence. Les recherches ultérieures mèneront à élaborer d'autres schémas évolutifs qui ne reprendront certainement pas plus que quelques aspects de celui-ci.

Les limites de l'étude sont en premier lieu géographiques (fig.1) : les Alpes françaises internes, c'est-à-dire la partie des Alpes françaises où les phénomènes métamorphiques alpins sont le plus accentués. Certains massifs en cours d'étude par des collègues n'ont pas fait l'objet de recherches personnelles, sinon à titre de comparaison. Des raisons financières ont obligé à une économie de moyens et orienté les recherches vers les techniques qui se montraient les plus accessibles et en même temps les plus rentables. L'obligeance de collègues étrangers a cependant élargi l'éventail des méthodes utilisées et ainsi des résultats obtenus.

Une des principales caractéristiques des roches métamorphiques alpines des Alpes occidentales est l'abondance d'amphiboles bleues ou glaucophane s.l. (cf. BOCQUET et al., in ZWART et al., 1973 : carte métamorphique des Alpes ; légende pour les Alpes occidentales : BOCQUET, DAL PIAZ et al., sous presse ; FREY et al., 1974). Elles n'y sont pas seulement associées à la série ophiolitifère de la fosse, comme dans la plupart des autres gisements mondiaux, mais aussi aux roches de la croûte continentale. Les principales régions d'affleurement de roches à glaucophane s.l. sont figurées par VAN DER PLAS (1959) et, pour l'Europe, par VAN DER KAADEN (1969, avec abondante bibliographie). Auparavant de nombreux gisements de glaucophane avaient été passés en revue par SCHORMANN (1951-53-56). La signification du métamorphisme à glaucophane s.l. dans les Alpes occidentales a été discutée à plusieurs reprises par BEARTH (1959, 1962, 1966, 1967).

Dans la région étudiée, la démarche suivie a été de définir exactement la nature des minéraux et d'étudier leurs relations paragenétiques dans les différentes unités structurales et lithologiques ; puis à la lumière des résultats expérimentaux publiés on a essayé de définir les conditions P-T qui ont dû présider à la formation des minéraux et des associations et après les avoir replacés dans l'échelle chronologique absolue (HUNZIKER, 1974b ; BOCQUET et al., 1974) le cadre géologique possible pour leur formation est évoqué.

Aux études effectuées par l'auteur sur des minéraux et des roches dont la grande majorité provient des Alpes françaises, on a souvent joint les résultats d'analyses et de mesures faites par d'autres chercheurs dans les Alpes occidentales, afin d'intégrer ces études nouvelles dans un cadre plus large et pour éviter la vue partielle que les seuls résultats personnels donneraient pris isolément. Les deux origines - apport personnel ou littérature - ont toujours été séparées sur les diagrammes.

Un aspect pourtant important a été presque totalement laissé de côté : ce sont les liaisons entre l'orientation des minéraux et les déformations. Il aurait fallu pour cela dépasser le stade de l'étude microstructurale et s'occuper des mésostructures, puis des mégastructures. Les quelques observations faites à l'échelle mésostructurale ne sont pas rapportées ici. Au niveau des grains de minéraux le rôle des contraintes est triple :

- elles fragmentent les minéraux préexistants (phénomène de granulation),
- elles favorisent la nucléation de nouveaux minéraux, lorsque la quantité d'énergie accumulée est suffisante pour amorcer les recristallisations,
- elles créent dans les roches des surfaces de discontinuité suivant lesquelles les minéraux néoformés s'orienteront soit de manière grossièrement synchrone, soit après un laps de temps étendu.

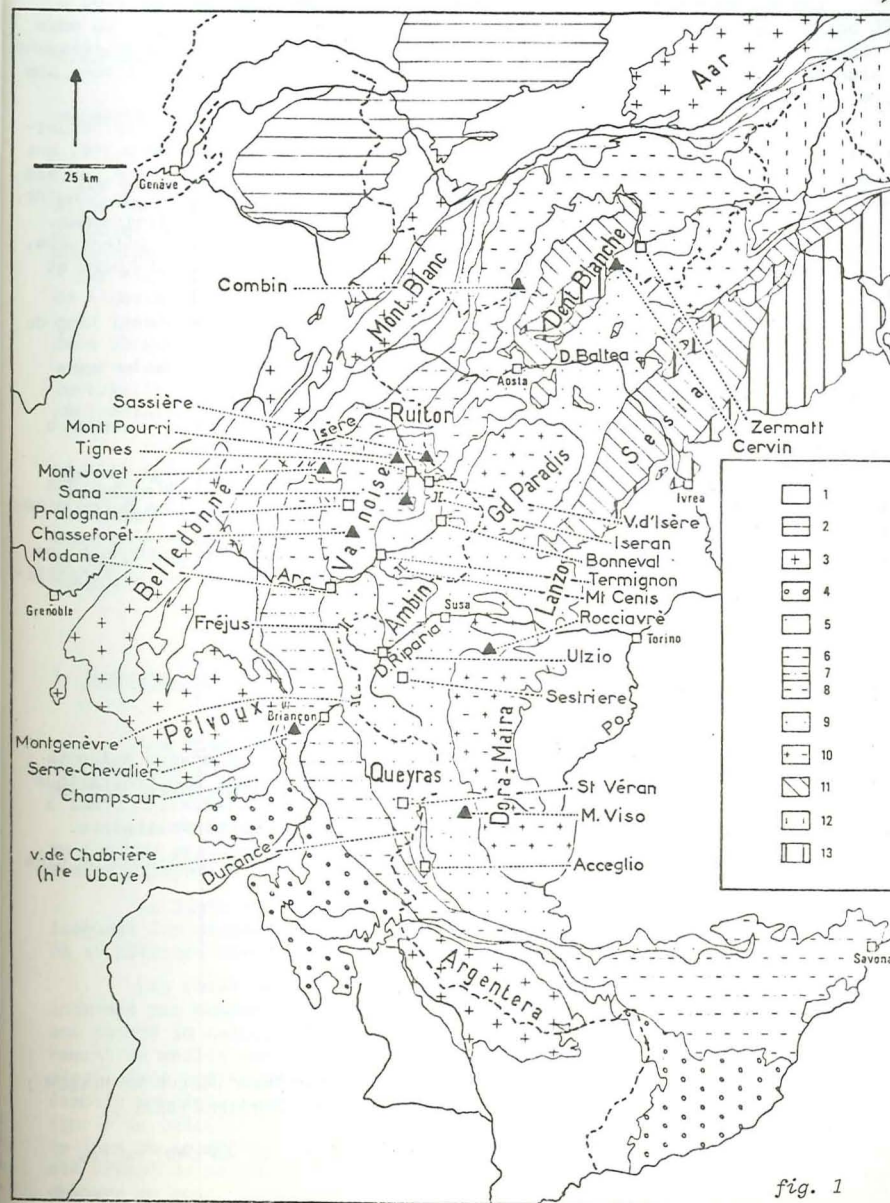
METHODES UTILISEES

1. Etude pétrographique en lames minces

L'étude pétrographique se fonde sur un total d'environ 800 lames minces se répartissant environ par tiers entre les socles penniques, les séries briançonnaises de couverture et les ophiolites + Schistes lustrés piémontais. Il s'y ajoute des échantillons des Alpes occidentales italiennes et suisses, étudiés pour comparaison.

Fig. 1. - Carte structurale des Alpes occidentales et localisation des principaux points cités dans le texte.

1. Couverture sédimentaire delphino-helvétique. 2. Nappes des Préalpes. 3. Socle cristallin delphino-helvétique. 4. Flysch de l'Embrunais-Ubaye et de Ligurie. 5. Zone subbriançonnaise, zone valaisane et Versoyen. 6. Zone briançonnaise - Grand-Saint-Bernard externe (zone houillère et couverture briançonnaise). 7. Zone briançonnaise - Grand-Saint-Bernard interne (surtout socle cristallin). 8. Zone briançonnaise - Grand-Saint-Bernard interne (surtout socle cristallin). 9. Schistes lustrés et ophiolites piémontais ; massif de Lanzo. 10. Massifs penniques internes : Mont Rose, Grand Paradis, Dora-Maira. 11. Unités austroalpines inférieures : zone Sesia-Lanzo, nappe d'Arolla et klippes de l'Emilius, du Glacier-Rafra et du Pilonet. 12. Nappes penniques inférieures. 13. Alpes méridionales, y compris la zone d'Ivrée, avec klippes et nappes : 2ème zone diorito-kinzigitique, nappe de Valpelline ; zone du Canavese.



Les pourcentages modaux ont été établis par des comptages de 2000 à 5000 points par section. La comparaison du chimisme calculé à partir du mode ou obtenu par analyse montre que les erreurs dans l'estimation du mode résident en premier lieu dans une surestimation des phases peu représentées et dans une mauvaise séparation du quartz et de l'albite non maclée.

Les microstructures ont été étudiées en lames minces à la platine universelle. Les orientations mesurées, ou construites sur canevas de Wulff, ont été ensuite reportées sur canevas de Schmidt. Les contours de densité ont été dessinés sur la projection de l'hémisphère inférieur par la méthode de Schmidt. Les mêmes pourcentages de densité ont été employés pour tous les diagrammes, afin de faciliter les comparaisons. Les mesures microstructurales effectuées, peu nombreuses en regard de la complexité de la lithologie, de l'histoire et des dimensions de la région embrassée, servent surtout à :

- illustrer les structures telles qu'elles sont brièvement décrites au long du chapitre de pétrographie.
- voir ce qu'on peut attendre de ces mesures sur tel ou tel minéral et dans quel sens il faudrait les multiplier et les raffiner.

Les orientations montrées par les diagrammes peuvent être soumises à deux facteurs :

- d'une part le jeu des influences des minéraux les uns sur les autres : des éléments cristallographiques d'un premier minéral guident ceux d'un autre minéral ;
- d'autre part l'orientation de la lame mince étudiée a parfois introduit une sélection dans les mesures, qui n'ont ainsi pas été effectuées sur un échantillon représentatif.

2. Séparation des minéraux

Les minéraux ont été séparés par un ou plusieurs des moyens suivants : séparateurs électro-magnétiques Frantz et Carpcoc ; séparateur électrostatique Caroco ; liqueurs denses (bromoforme, iode de méthylène, Clerici). L'HCl a parfois été employé pour dissoudre des gangues ou des impuretés calcaires.

Les fractions granulométriques de 63 à 315 μ ont été utilisées et plus particulièrement celles de 80 à 125 μ .

3. Chimisme

Les analyses chimiques ont été effectuées :

- au laboratoire de chimie de l'Institut Dolomieu, par Mmes USELLE et KELLER ; dans les minéraux le FeO a été dosé par la méthode de JACKSON (1957) ;
- au C.R.P.G. de Vandœuvre-lès-Nancy ;
- au Laboratoire d'Analyses Physiques (LAP, Directeur : G. KAPLAN) de Pau ; Fe₂O₃ dosé par volumétrie.

Les analyses de roches ont toutes été exécutées à Grenoble.

Les dosages de CO₂ dans les Schistes lustrés ont été effectués à la S.N.P.A., Pau.

Dans les roches les pourcentages donnés pour Fe₂O₃ peuvent avoir été augmentés par une oxydation au cours des manipulations.

Les études à la microsonde ont été faites :

- sur microsonde CAMECA au Département de Métallurgie du Centre d'Etudes Nucléaires de Grenoble, service de J.P. MORLEVAT, par M. ROUSSIGNOL (chloritoïde, amphiboles sodiques, certains profils de grenats) ; métallisation C par évaporation sous vide.
- sur microsonde A.R.L. du Laboratoire de Pétrographie de l'Institut Géologique de l'Université de Louvain, laboratoire du Professeur de BETHUNE, par J. WAUTIER avec l'aide de D. LADURON (grenats). Les données expérimentales sont exposées dans BOCQUET, LADURON et de BETHUNE (sous presse).
- sur microsonde CAMECA de l'Ecole des Mines de Paris, Centre de Minéralogie Industrielle à Fontainebleau, par Melle M. Cl. FORETTE (desrite) ; les données expérimentales sont décrites dans BOCQUET et FORETTE (1973).

Dans le calcul des proportions atomiques des minéraux on a toujours négligé P₂O₅ et on a préféré le plus souvent la base anhydre à la base hydratée. Le dosage de l'eau de constitution ne présentant pas une fidélité suffisante (notamment en ce qui concerne les amphiboles et les pyroxènes sodiques). Les impuretés restées dans la poudre ont été déduites lorsque c'était possible et le total des poids d'oxydes ramenés à 100 % avant le calcul de la formule structurale.

4. Radiocristallographie

Les diagrammes de poudre ont été effectués à l'Institut Dolomieu à Grenoble sur diffractomètre Philips avec amplificateur et compteur C.G.R., équipé d'un monochromateur ; anticathode Cu et filtre Ni ; courant de 40 KV, 20 mA.

Le repérage des raies et la mesure de leur intensité se sont faits, lors de mesures précises, par comptage des impulsions en un temps fixe avec Si comme étalon externe.

La liste des raies obtenues n'est donnée que pour certains minéraux pour lesquels les données de comparaison ne sont pas abondantes dans la littérature. On se référera sinon aux fiches ASTM citées.

Les raies des diffractogrammes de poudre, mesurées sur diagrammes et indexées par comparaison avec les fiches ASTM ou des données de la littérature, ont permis le calcul des paramètres réticulaires au moyen de programmes d'affinement de maille par la méthode des moindres carrés. Ces programmes ont été aimablement prêtés par le Laboratoire de Spectrographie physique (Melle CHION), établis en Algol pour IBM 360. Les erreurs mentionnées correspondent à l'écart-type σ du calcul. Pour obtenir l'erreur réelle il faudrait y ajouter celle faite lors de la détermination de l'angle 2θ . Certains affinements de maille ont été effectués par H. NUBER du Mineralogisch-Petrographisches Institut de Heidelberg au moyen d'un programme écrit pour ordinateur Siemens (BERDESINSKI et NUBER, 1966).

5. Mesures optiques

L'angle des axes optiques a été mesuré à la platine universelle en lumière blanche, sur lame mince sauf pour les micas où il a été mesuré en grains isolés montés dans une liqueur.

La valeur des indices de réfraction a été mesurée en lumière blanche à température ambiante, au moyen des liqueurs d'indice Cargille. L'erreur indiquée correspond à la précision de la seule mesure. La valeur en lumière jaune serait supérieure de 0,001 à celle en lumière blanche.

Les couleurs ont été estimées en fonction de la charte publiée par le Rock-color chart Committee (1970).

6. Densité

Lorsqu'elle a été mesurée la densité d'un minéral est celle de la liqueur avec laquelle il est en équilibre.

LISTE DES ABREVIATIONS UTILISEES POUR LES MINERAUX

ab	albite	andal	andalousite
act	actinote	andr	andradite
aeg	aegyrine	antig	antigorite
alm	almandin	ap	apatite
amph	amphibole	arag	aragonite
amph bl	amphibole bleue, sodique	bi	biotite
amph bl v	amphibole bleu vert	bi br	biotite brune
an	anorthite	bi v	biotite verte
analc	analcime	bru	brucite

carb	carbonate	lw	lawsonite
carph	carpholite	ma	magnétite
cc	calcite	marg	margarite
cd	cordiérite	mgrb	magnésioriebeckite
chl	chlorite	mi, micr	microcline
chrys	chrysotile	mtm	montmorillonite
clchrys	clinochrysotile	mu	muscovite, mica blanc K
clzo	clinozoïsite	omph	omphacite
co	corindon	orchrys	orthochrysotile
cr	crossite	pa	paragonite
ctd	chloritofide	ph	phengite
de	deerite	phlog	phlogopite
di	diopside	plag, pl	plagioclase
diasp	diaspore	preh	prehnite
dol	dolomite	pu	pumpellyite
enst	enstatite	py	pyrophyllite
ép	épidote	py	pyrite
fegl	ferroglaucophane	pyr	pyroxène
fK	feldspath potassique	pyr	pyrope
gl, glauc	glaucophane	qz	quartz
gr	grenat	rb	riebeckite
gros	grossulaire	ru	rutile
hb	hornblende	sill	sillimanite
hé	hématite	spess	spessartine
héd	hédénbergite	sph	sphène
ilm	ilménite	std	staurotide
jd	jadéite	stilp	stilpnomélane
kaol	kaolinite	tour	tourmaline
ky	disthène	trém	trémolite
laum	laumontite	zi	zircon
liz	lizardite	zo	zoïsite

Minéralogie

Mica blanc

Les micas blancs sont représentés dans presque toutes les roches étudiées. Seules les roches carbonatées les plus pures et la majorité des roches vertes en sont dépourvues.

Dans la zone houillère beaucoup de micas blancs ne sont pas dus au métamorphisme alpin : les micas blancs détritiques des grès et des schistes permocarbonifères, les premiers micas blancs des gneiss du Sapey. Dans les schistes cristallins des socles Briançonnais aussi, une grande partie des micas blancs sont de cristallisation anté-alpine (voir partie pétrographique et BOCQUET, 1974e).

Les micas analysés proviennent du socle Briançonnais, de la couverture mésozoïque Briançonnaise interne et de l'ensemble des Schistes lustrés piémontais. Le tableau 1 en donne la liste, avec la localisation géographique, l'appartenance structurale, l'âge et la paragenèse de la roche d'origine. Leur localisation est représentée sur la carte de la fig. 2.

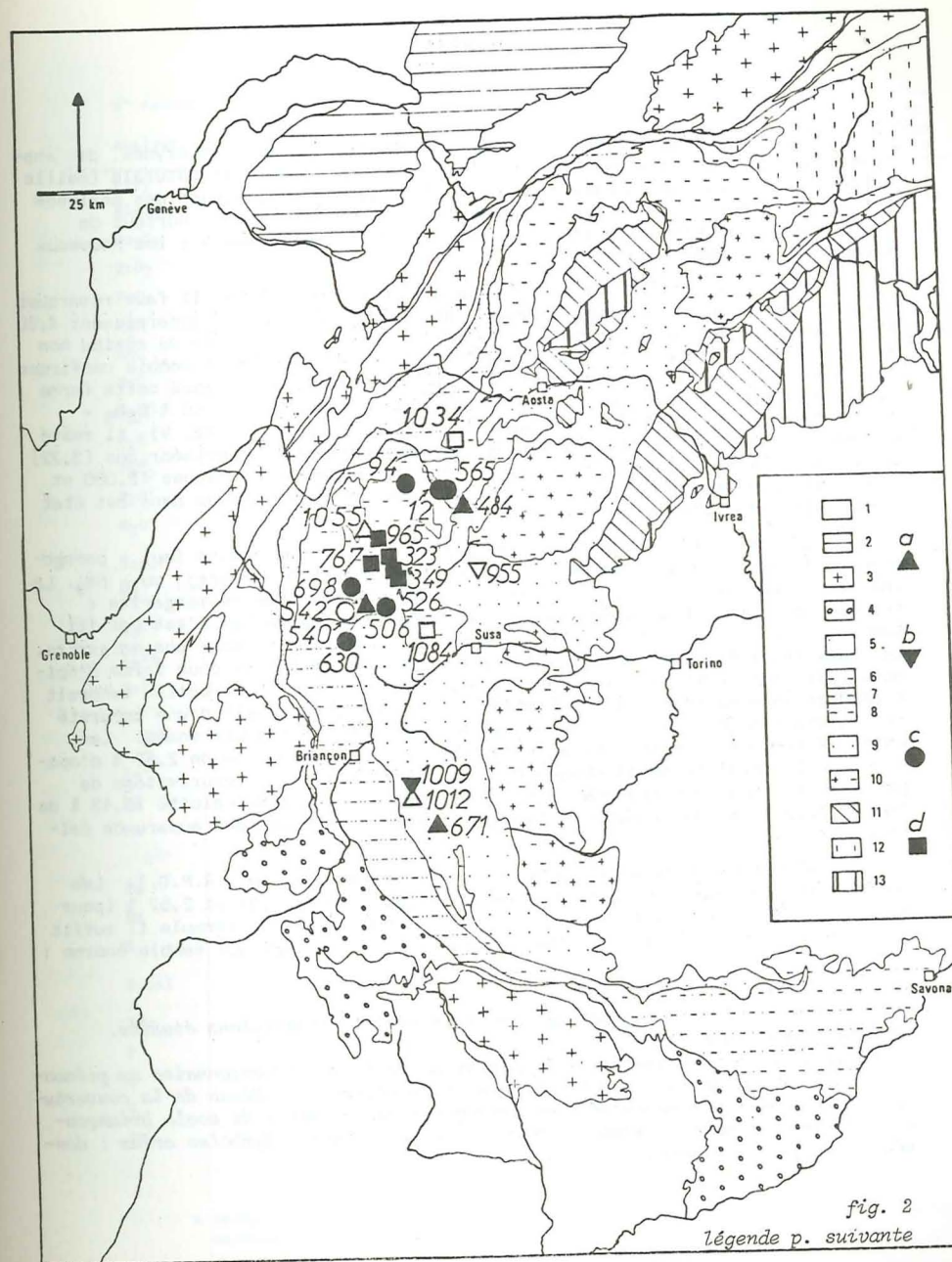
Tableau 1. - Micas blancs étudiés

Echantillons analysés

- n° 12 micaschiste quartzitique : qz-mica bl-ab-ép-ap-opaques. Tignes, le Villaret-du-Nial. Trias inférieur briançonnais.
- n° 94 micaschiste : qz-mica bl-stilp-ab-cc-ép-chl-ap-zi-opaques. Peisey-Nancroix, Notre-Dame des Vernettes. Paléozoïque supérieur briançonnais, Vanoise septentrionale.
- n° 323 micaschiste à glaucophane : qz-mica bl-fegl-ab-chl-accessoires. Termignon, moraine du Pelve. Anténamurien briançonnais, Vanoise méridionale.
- n° 349 micaschiste : mica bl-amph Na-qz-gr-ab-chl-tour-cc-ap-opaques. Termignon, Doron, éboulis de la fenêtre sous la chapelle St-Laurent. Anténamurien briançonnais, Vanoise méridionale.
- n° 484 "marbre chloriteux" : cc-mica bl-chl-qz-ab-bi v-sph-ap-zi. Val-d'Isère, éboulis de la Tsanteleina au-dessus du Pont St Charles. Crétacé supérieur-Paléocène briançonnais.
- n° 506 micaschiste : mica bl-qz-épigénies de pyr Na-ab-cc-tour-zi-opaques. Bramans, pont des Chaudannes. Lenticille (Trias supérieur ?) dans les gypses de haute Maurienne.
- n° 526 micaschiste à glaucophane : qz-mica bl-cr-chl-ab-gr-ép-tour-zi-opaques. Termignon, NW des chalets de Bellecombe. Anténamurien briançonnais, Vanoise méridionale.
- n° 542 "marbre chloriteux" : cc-mica bl-chl-qz-ab-ép. Roc du Bourget (E Modane). Crétacé supérieur-Paléocène briançonnais, Vanoise méridionale.
- n° 565 quartzite micacé : qz-mica bl-ap-zi-opaques. Tignes, barrage du Saut. Trias inférieur briançonnais.
- n° 630 quartzite micacé : qz-mica bl-opaques. Charmaix, Pas du Roc (NW Petit Argentier). Trias inférieur briançonnais.
- n° 671 micaschiste à lawsonite : mica bl-qz-lw-ab-chl-sph-opaques. St-Véran, carrière de serpentinite. Mésozoïque piémontais.
- n° 698 quartzite micacé : qz-mica bl-ab-chl-ép-tour-ap-zi-opaques. Aussois, versant S du col d'Aussois. Permien supérieur briançonnais.
- n° 767 veine micacée à qz-feldspath. Termignon, rive gauche du glacier de l'Arpont. Anté-trias briançonnais, Vanoise méridionale.
- n° 965 micaschiste à glaucophane : mica bl-fegl-qz-chl-ab-tour-zi-ru-opaques. Pralognan, cirque du Dard. Anténamurien briançonnais, Vanoise méridionale.

Echantillons non analysés

- n° 540 gneiss oeilé : qz-fk perthitique-mica bl-ab-ép-bi v-carbonates-opaques. Modane, Fort du Replat. Permien, zone houillère briançonnaise.
- n° 955 méta-ophiolite à actinote et mica blanc. Bessans, vallon d'Avérole, Entre-2-Ris. Mésozoïque piémontais.
- n° 1009 Paragonite : veine dans serpentinite. Cervières, versant N du col de Péas. Mésozoïque piémontais.
- n° 1012 calcschiste à glaucophane et lawsonite : cc-amph Na-qz-mica bl-ab-chl-lw-sph-ép-tour. Meyriès, vallon de Péas, au-dessus et à l'E de la carrière de serpentinite. Mésozoïque piémontais.
- n° 1034 micaschiste à glaucophane : qz-mica bl-gi-chl-ab-sph-zi. Ste-Foy-en-Tarentaise, moraine de l'Avernet. Anténamurien briançonnais, Ruitor.
- n° 1055 nodule vert pâle dans roche à chloritofide. Pralognan, versant S du Mont Bochor. Jurassique moyen briançonnais.
- n° 1084 micaschiste à biotite et grenat : qz-mica bl-bi br-ab-chl-gr-bi v-amph Na-cc-ap-zi-opaques. Bramans, vallon d'Ambin, saut de l'Oulle. Anténamurien briançonnais, Ambin.

fig. 2
légende p. suivante

CHIMISME

On trouve dans le tableau 2 les résultats, exprimés en oxydes, des analyses chimiques de 14 micas blancs, ainsi que leur formule structurale (maille entière) calculée sur la base anhydre de 22 oxygènes. Plusieurs des analyses ont été corrigées en fonction d'impuretés non séparées au tri, surtout du quartz, dont la présence a été confirmée par diffractogramme X ; les nouveaux totaux ont été ramenés à 100 %.

En ce qui concerne l'échantillon de mica blanc n° 94, il faut remarquer que dans les pourcentages non corrigés de la première analyse apparaissent 4,90 % de CaO et 1,10 % de P₂O₅, pour un total de 99,55 % (la nature du résidu non mis en solution n'a pas été identifiée). Le diffractogramme X semble confirmer la présence d'apatite. Si on considère que tout le P₂O₅ est sous cette forme et si on déduit la chaux et la perte au feu en conséquence (1,10 % P₂O₅ + 1,47 % CaO et 0,05 % PF = 2,62 % apatite [cf. DEER *et al.*, 1962, V]), il reste encore trop de chaux et les totaux des éléments en position octaédrique (3,72) et octo-coordonnés (2,433) s'éloignent trop des valeurs théoriques (2,000 et 4,000 respectivement) pour que l'on puisse considérer l'analyse dans cet état comme celle d'un mica blanc potassique.

Les proportions des termes margarite (marg) - muscovite (mu) - paragonite (pa) calculées à ce stade des corrections seraient de marg₂₁ mu₇₀ pag. La chaux excédentaire ne se trouve pourtant pas sous la forme de margarite : celle-ci n'a pas été décelée aux RX ; en outre l'excès de CaO n'est pas ici compensé par une diminution de K₂O, comme ce serait le cas pour une margarite. La chaux en excès n'est pas non plus présente dans la poudre sous forme d'épidote, qui n'apparaît ni à la loupe ni aux RX et dont la soustraction tendrait à réduire en même temps le total R²⁺+R³⁺. Il doit donc s'agir d'une impureté ne contenant à côté de chaux aucun des autres éléments majeurs dosés. Les chiffres indiqués sur le tableau résultent de la soustraction de 2,62 % d'apatite, de la totalité de la chaux et, pour équilibrer, d'un pourcentage de perte au feu qui correspondrait à la présence de 6,12 % de calcite (3,43 % de CaO et 2,69 % de CO₂) ; mais il faut souligner qu'il n'est pas apparu de calcite aux RX.

L'analyse de ce mica a été de nouveau effectuée (au C.R.P.G.). Les pourcentages de CaO et P₂O₅ sont devenus respectivement 3,87 et 2,57 % (pour 4,90 et 1,90 à la première analyse). Pour rééquilibrer la formule il suffit alors de déduire de l'apatite, mais suivant un pourcentage qui semble énorme : 6,12 %.

Fig. 2. - Micas blancs : carte de localisation des échantillons étudiés.

Légende structurale : voir fig. 1.

a. Micas de la couverture mésozoïque post-werfénienne (briançonnaise ou piémontaise). b. Micas de roches ophiolitiques piémontaises. c. Micas de la couverture Paléozoïque supérieur-Werfénien briançonnais. d. Micas du socle briançonnais. Symboles noirs : données chimiques et physiques. Symboles creux : données physiques seulement.

Tableau 2. - Micas blancs : données chimiques

n° échant.	12	94	94	323	349	484	506
analyse	Gren. 840	Gren. 560	CRPG	CRPG	CRPG	CRPG	Gren. 639
SiO ₂	49.00	51.81	51.21	51.19	47.50	53.65	52.81
Al ₂ O ₃	23.95	27.36	24.83	28.20	29.76	24.32	23.15
Fe ₂ O ₃	6.25	2.59	2.40	2.20	2.09	1.66	3.69
TiO ₂	0.60	0.55	0.64	0.34	0.98	0.58	1.17
FeO	1.70	2.53	2.64	1.18	1.82	0.95	0.53
MgO	2.90	2.53	2.40	1.50	1.41	3.27	3.11
MnO	0.05	0.06	0.03	0.02	0.01	0.01	-
CaO	-	-	0.88	0.27	0.58	0.71	0.82
Na ₂ O	0.10	0.94	0.58	2.48	1.22	0.60	1.06
K ₂ O	10.40	10.46	10.34	7.02	9.30	9.47	9.38
P ₂ O ₅	0.05	-	-	tr	tr	tr	0.17
H ₂ O ⁺	4.15	1.11	4.05	5.43	4.95	4.95	3.99
H ₂ O ⁻	-	0.06	-	-	-	-	0.12
Total	99.15	100.00	100.00	99.83	99.62	100.17	100.00
Si	6.700	6.732	6.868	6.801	6.407	7.110	7.165
Al ^{IV}	1.300	1.268	1.132	1.199	1.593	0.890	0.835
Al ^{VI}	2.551	2.927	2.802	3.216	3.138	2.908	2.866
Fe ³⁺	0.640	0.250	0.241	0.223	0.211	0.167	0.375
Ti	0.065	0.054	0.064	0.032	0.096	0.056	0.121
R ³⁺	3.256	3.231	3.107	3.471	3.932	3.131	3.362
Fe ²⁺	0.197	0.274	0.298	0.128	0.203	0.103	0.058
Mg	0.590	0.492	0.484	0.296	0.284	0.645	0.627
Mn	0.008	0.008	-	-	-	-	-
R ²⁺	0.795	0.774	0.782	0.424	0.487	0.748	0.685
Ca	-	-	0.128	0.040	0.137	0.095	0.114
Na	0.025	0.233	0.153	0.639	0.316	0.151	0.277
K	1.806	1.734	1.774	1.189	1.595	1.600	1.623
Total	13.882	13.972	13.944	13.763	13.980	13.725	14.061
2P	38.8	38.2	40.2	21.8	24.8	38.6	33.8
F	15.8	6.2	6.2	6.0	5.4	4.3	9.3
S	5.1	5.3	6.1	5.0	4.0	8.0	8.6
A	63.0	73.1	72.1	81.9	79.8	75.0	71.1
RM	0.174	0.130	0.127	0.081	0.086	0.125	0.130

* analyse corrigée en fonction des impuretés restées dans la poudre ; résultats ramenés à 100 %

Tableau 2. - Micas blancs : données chimiques (suite)

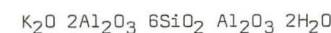
n° échant.	526	542	565	630	671	698	767	965
analyse	Gren. 561	Gren. 559	CRPG	CRPG	CRPG	CRPG	Gren. 833	Gren. 834
SiO ₂	50.43	48.30	49.61	49.08	50.48	48.80	46.80	49.50
Al ₂ O ₃	29.68	25.59	23.74	25.40	26.04	25.52	29.45	27.80
Fe ₂ O ₃	3.44	2.55	5.66	5.30	1.06	6.08	3.10	1.10
TiO ₂	0.69	1.57	0.88	1.10	0.57	0.47	0.05	0.35
FeO	0.92	2.48	1.90	0.70	3.01	0.54	2.65	2.50
MgO	1.49	3.59	2.30	2.22	2.33	1.72	0.80	2.50
MnO	0.06	0.06	tr	tr	0.03	-	tr	0.05
CaO	0.19	2.74	0.38	0.30	0.45	0.46	0.25	0.10
Na ₂ O	2.46	1.11	0.10	0.16	0.25	0.24	0.45	0.90
K ₂ O	7.97	7.31	10.94	10.47	9.96	10.51	11.00	10.00
P ₂ O ₅	-	0.46	tr	0.03	-	0.01	0.05	0.05
H ₂ O ⁺	2.50	4.18	4.58	4.42	5.82	4.64	4.60	4.45
H ₂ O ⁻	0.17	0.06					0.20	0.05
Total	100.00	100.00	100.09	99.18	100.00	99.03	99.40	99.35
Si	6.564	6.508	6.762	6.681	6.847	6.679	6.417	6.677
Al ^{IV}	1.436	1.492	1.238	1.319	1.153	1.321	1.583	1.323
Al ^{VI}	3.119	2.567	2.578	2.749	3.012	2.795	3.178	3.094
Fe ³⁺	0.336	0.259	0.581	0.539	0.114	0.625	0.321	0.113
Ti	0.071	0.162	0.090	0.115	0.057	0.050	0.008	0.032
R ³⁺	3.526	2.988	3.249	3.403	3.183	3.470	3.507	3.239
Fe ²⁺	0.101	0.283	0.213	0.082	0.342	0.065	0.305	0.283
Mg	0.289	0.728	0.466	0.449	0.473	0.353	0.165	0.008
Mn	0.008	0.008	-	-	-	-	-	0.503
R ²⁺	0.398	1.019	0.679	0.531	0.815	0.418	0.470	0.794
Ca	0.031	0.396	0.057	0.040	0.065	0.065	0.032	0.017
Na	0.617	0.283	0.025	0.040	0.065	0.065	0.124	0.235
K	1.327	1.253	1.900	1.813	1.720	1.832	1.928	1.718
Total	13.899	13.939	13.910	13.827	13.848	13.850	14.061	14.003
2P	19.9	50.5	34.6	27.0	40.8	21.5	23.6	39.0
F	8.6	6.5	14.8	13.7	2.8	16.1	8.1	2.8
S	4.6	4.4	5.5	5.1	5.9	5.1	4.0	5.0
A	79.5	64.1	65.6	69.9	75.3	71.9	79.9	76.7
RM	0.093	0.157	0.154	0.131	0.114	0.126	0.096	0.111

x analyse corrigée en fonction des impuretés restées dans la poudre ; résultats ramenés à 100 %

Un problème analogue se pose, quoique de manière moins accentuée, pour le mica n° 526 où il a fallu soustraire de la chaux sans qu'aucune calcite n'apparaisse sur le diffractogramme. Cette opération n'influe heureusement pas sur la majorité des comparaisons entre les teneurs relatives des éléments ferromagnésiens et les autres propriétés (optiques ou cristallographiques).

Nomenclature

On sait que le terme extrême *muscovite* correspond à la formule :



WINCHELL et WINCHELL (1951) appellent *ferrimuscovite* une muscovite où Al^{VI} est en partie remplacé par Fe^{III} (jusqu'à Al₂Fe^{III} 2).

La *phengite* se caractérise à la fois par la substitution d'une partie de l'aluminium octaédrique par Fe et/ou Mg et par celle d'une partie de l'aluminium tétraédrique par Si, ces deux substitutions maintenant une charge constante (FOSTER, 1956, 1960). La composition idéale du terme phengite est ainsi :



Entre ces deux termes extrêmes existe une solution solide continue. La plupart des classifications proposées se fondent sur la composition de la couche octaédrique. Ainsi GRAESER et NIGGLI (1967) calculent un indice P qui est la teneur, en %, de Mg et Fe dans cette couche. Les différents indices de ces auteurs sont calculés comme suit :

$$P = \frac{Mg + Fe^{III}}{\Sigma(R'' + R''')} \times 100 \quad (\text{en proportions atomiques})$$

$$F = \frac{Fe^{III}}{\Sigma(R'' + R''')} \times 100$$

$$S = Si : Al^{IV}$$

$$A = \frac{Al^{VI}}{\Sigma(R'' + R''')} \times 100$$

R'' et R''' étant les éléments hexacoordonnés (Fe^{II}, Mg, Mn, Al^{VI}, Fe^{III} et Ti).

Le paramètre P caractérise la tendance phengitique du mica, par la proportion relative des éléments à 2 valences, Fe et Mg, dans la somme des éléments hexacoordonnés occupant les couches octaédriques. F et S expriment les proportions de Fe^{III} et Al^{VI} respectivement dans cette même somme des éléments en position octaédrique. Le paramètre S montre dans quelle mesure Si est remplacé par Al^{IV}. Une muscovite idéale a des paramètres P et F égaux à 0, un paramètre A

égal à 100 et un paramètre $S = 3$. La valeur de $2P = 25$ est proposée comme limite inférieure des phengites. Dans ce calcul la présence éventuelle de Fe sous forme ferrique est négligée.

Le paramètre RM est adopté par CIPRIANI *et al.* (1968) :

$$RM = \sum 0,5Fe_2O_3 + FeO + MgO \text{ (en proportions moléculaires).}$$

Il sépare les éléments ferro-magnésiens (on peut en général négliger Mn et Ti) de Al. La valeur $RM \leq 0,115$ marquerait la limite inférieure des phengites, séparées des muscovites vraies ($0 \leq RM \leq 0,075$) par les ferrimuscovites ($0,075 \leq RM \leq 0,115$). L'introduction de Fe_2O_3 dans le calcul de RM fait que ces deux paramètres, $2P$ et RM, ne coïncident pas toujours (*cf. fig. 4*). Les substitutions d'Al^{VI} par Mg et Fe d'une part et d'Al^{IV} par Si d'autre part montrent une certaine corrélation entre elles (*cf. diagramme n° 1, P/S de GRAESER et NIGGLI, 1967*) ou une corrélation très faible (*fig. 3*). La séparation des phengites et des muscovites fondées sur le rapport Si/Al^{IV}, telle que l'a utilisée VELDE (1967), ne coïncide donc pas avec celles où intervient la teneur en éléments ferro-magnésiens des couches octaédriques. Comme les impuretés de quartz sont les plus difficiles à éliminer des poudres à analyser, les paramètres faisant intervenir seulement les ferro-magnésiens sont préférables.

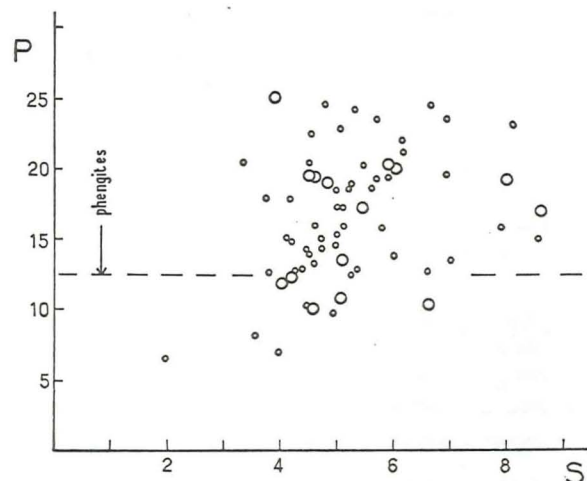


Fig. 3. - Micas blancs : diagramme P/S de GRAESER et NIGGLI. $P = 100 (Mg+Fe)/R''+R'''$. $S = Si/Al^{IV}$. La substitution d'Al^{VI} par Mg et Fe montre peu de relation avec la substitution d'Al^{IV} par Si, ce qui rend non superposables les classifications fondées sur l'une ou l'autre substitution. Grands cercles : échantillons de cette étude. Petits cercles : échantillons de la littérature.

La *paragonite*, mica blanc où le K de la muscovite est remplacé par Na, ne constitue pas de série continue de solution solide avec la muscovite : le maximum est d'environ 2 % de K_2O pouvant entrer dans la paragonite ou de 2 % de Na_2O pouvant entrer dans la muscovite qui est alors qualifiée de sodique ou paragonitique (EUGSTER et YODER, 1955) ; l'extension de la solution solide dépend légèrement de la température.

Les termes de *séricite* et d'*illite* ne sont pas considérés comme correspondant à des différences chimiques autres que dans la teneur en eau. Séricite désignera le mica blanc, de nature chimique exacte indéterminée, mais de grain fin, pouvant notamment constituer l'altération de feldspaths. L'illite sera le terme le plus fin, argileux (YODER et EUGSTER, 1955).

Nature des micas analysés

Au cours de ces paragraphes sur le chimisme des micas blancs il faut garder présentes à l'esprit les conséquences du mode d'analyse : les différences de composition chimique à l'intérieur d'un même échantillon ne sont pas mises en évidence. Les résultats donnés représentent la composition globale du (des) mica blanc de la roche et cela dans les limites où la fraction obtenue au tri représente une composition moyenne.

Le tableau 2 donne aussi les valeurs des paramètres $2P$, S et A de GRAESER et NIGGLI, ainsi que celle du paramètre RM de CIPRIANI *et al.* pour les 14 micas blancs analysés. Ceux qui proviennent de roches anté-permiennes sont des muscovites (ferrimuscovites) (*fig. 4 et 5*) si on tient compte des limites proposées par CIPRIANI *et al.* D'après le paramètre $2P$ un de ces micas (n° 965 provenant d'un micaschiste à glaucophane du socle de Vanoise, à Pralognan) est une phengite ; la différence de dénomination provient du fait que, pour une somme d'éléments hexacoordonnés relativement faible (valeur de RM), la proportion assez importante de Mg grossit la valeur de $2P$.

Les micas blancs provenant de roches mésozoïques, qui n'ont donc été soumises qu'au seul métamorphisme alpin, sont des phengites. Dans un échantillon (n° 698) où le fer est en grande partie sous forme ferrique, $2P < 25$; mais d'après le paramètre $RM = 0,127$, c'est une phengite. Dans cet échantillon une partie du mica blanc est détritique.

Deux analyses contiennent plus de 2 % en poids de Na_2O , limite de la quantité de soude pouvant entrer en solution solide dans un mica blanc potassique. Les diagrammes X y ont montré la présence de paragonite, ainsi que dans d'autres échantillons encore, moins riches en Na_2O (voir plus loin).

Le diagramme Si - Al_{tot} - (Fe_{tot}+Mg) (*fig. 6a*) montre la répartition des micas entre les pôles théoriques de la muscovite, phengite et ferrimuscovite. Dans ce diagramme où figure Si la position des points est très sensible à la présence d'impuretés de quartz dans la poudre. C'est probablement ce qui explique aussi que certaines analyses montrent des teneurs en Si légèrement supérieures à celle de la phengite idéale, où un maximum de 1Si est remplacé par Al^{IV}.

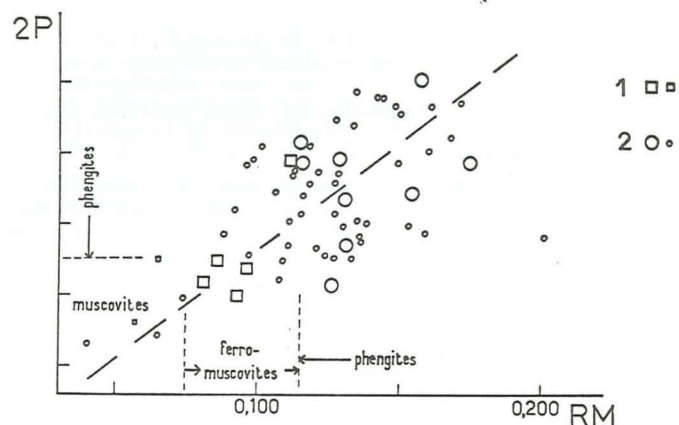


Fig. 4. - Micas blancs : relations entre les valeurs 2P de GRAESER et NIGGLI et RM de CIPRIANI et al. La droite de régression proposée a été tracée graphiquement. Les limites 2P = 25 et RM = 0,115 séparant muscovite et phengite ne concordent pas exactement. 1. Echantillons du socle Briançonnais. 2. Echantillons des couvertures permo-mésozoïques Briançonnaises ou piémontaises. Grands symboles : échantillons de cette étude. Petits symboles : échantillons de la littérature.

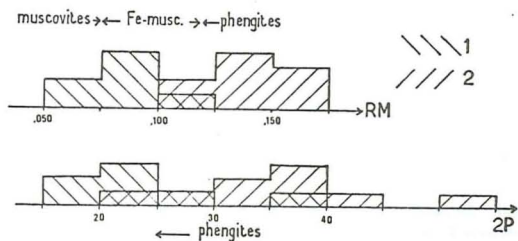


Fig. 5. - Micas blancs : histogrammes des valeurs de 2P et RM (échantillons de cette étude et 2 échantillons du socle Briançonnais, tirés de la littérature : GAY, GRAESER et NIGGLI). Les micas du socle Briançonnais (1) sont des muscovites (ou ferrimuscovites) ; ceux des couvertures mésozoïques, Briançonnaises ou piémontaises (2) sont surtout des phengites.

Les cinq micas blancs qui proviennent du socle de Vanoise se séparent des autres par leur teneur plus forte en Al ($Al_{tot} > 4,4$ en proportion atomique).

Un échantillonnage de 14 micas n'est pas statistiquement suffisant. Afin d'obtenir une vue plus étendue de la composition chimique des micas blancs des Alpes occidentales, d'autres analyses ont été reportées dans les mêmes triangles (fig. 6b). Il s'agit des micas blancs provenant des roches suivantes :

- 1 micaschiste quartzitique à mica chromifère. Permo-Trias de Vanoise septentrionale. ELLENBERGER [1958, an. n° 6, recalculée de manière à obtenir une valeur arbitraire de 46 % poids SiO_2]
- 1 gneiss à mu-bi-gr-gl. Socle anté-namurien du massif d'Ambin (Briançonnais). GAY [1972, tabl. 9]
- 1 schiste quartzitique et 1 quartzite micacé. Couverture néopermienne de Dora-Maira. CAILLERE et MICHARD [1962, an. n° S.12 et S.59 ; l'échantillon S.500 a été écarté en raison de la valeur très élevée de MgO]
- 1 gneiss ou micaschiste de Dora-Maira. Val Varaita. STELLA [1895]
- 18 quartzites et micaschistes, conglomératiques ou non ; Permo-Trias de la couverture du Briançonnais interne et de Dora-Maira. HICKEL [1972], DUNOYER de SEGONZAC et HICKEL [1972]. Les quatre premières analyses de HICKEL avaient été publiées par DUNOYER de SEGONZAC (1969), mais sans la distribution Fe^{2+}/Fe^{3+}
- 1 gneiss à mu-bi-chl-gr ; nappe du Grand-Saint-Bernard, St-Niklaus. GRAESER et NIGGLI (1967, an. KAW 283). L'âge Rb-Sr de ce mica est anté-alpin.
- 8 micaschistes ; couverture permo-carbonifère et triasique du Briançonnais et de Dora-Maira ; calcschistes [Schistes lustrés]. CHATTERJEE [1971]
- 1 micaschiste (calcschiste ?), Binntal, Valais. SCHWANDER et al. [1968], éch. Binn Ia ; analyse remarquable par sa teneur très faible en SiO_2
- 2 roches, dont 1 glaucophanoschiste écolitique, ensemble des Calcschistes piémontais, zone de Zermatt-Saas. BEARTH [1967]
- 3 marbres phylliteux et 1 schiste prasinitique à glaucophane, zone piémontaise, région de Viù et de la Stura di Ala. NICOLAS (1966, fiches n° 60-63). Le mica de la fiche n° 63 n'est pas une phengite ($2P = 19,4$; $RM = 0,07$)
- 2 micaschistes quartzitiques, Permo-Trias de la couverture de Dora-Maira ; 1 gneiss albitique de la partie ouest de Sesia-Lanzo (vallée de Ribordone) et 1 gneiss albitique de la zone piémontaise ; Bessans, vallée d'Avérole. BEUGNIES et al. [1969, n° G.26, 30, 27 et 28]
- 1 gneiss albitique à bi-chl-ph. Partie W de Sesia-Lanzo, vallée de Ribordone. MICHEL [1953 ; cf. analyse G.27 de BEUGNIES et al., ci-dessus]. Une autre analyse n'a pas été reportée en raison de sa faible teneur en K_2O . Elle a cependant été utilisée par VELDE (1965a) après correction (arbitraire ?) de K_2O . En fait la teneur élevée en H_2O^+ rend possible la présence dans cet échantillon d'hydromuscovite, où K est partiellement remplacé par [OH]
- 6 calcschistes et micaschistes + ép + gr + gl + sph. Zone piémontaise, à peu près au niveau du Val Maira. DUNOYER de SEGONZAC [1969, n° 629, 626, 625, 624, 621, 622]. L'analyse n° 632 a été négligée à cause de sa teneur très élevée en Mg. Les analyses de micas provenant de quartzites et de micaschistes quartzitiques publiées par DUNOYER sont les 4 premières publiées par HICKEL [1972] qui en a précisé la distribution Fe^{2+}/Fe^{3+}
- 3 micaschistes à omph-gr-mu-ph. Zone Sesia. VELDE et KIENAST [1973]. Le premier échantillon cité n'est pas une phengite au sens de GRAESER et NIGGLI D'autres données chimiques sur des micas blancs de la zone Sesia se trouvent dans LATTARD [1974]

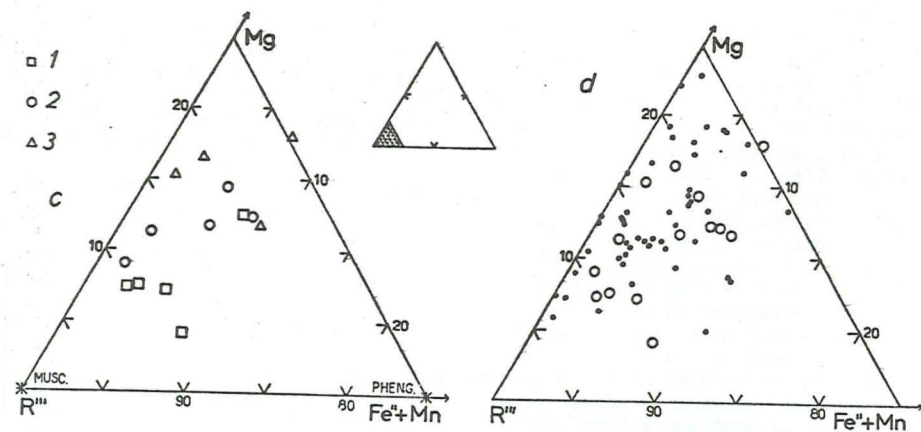
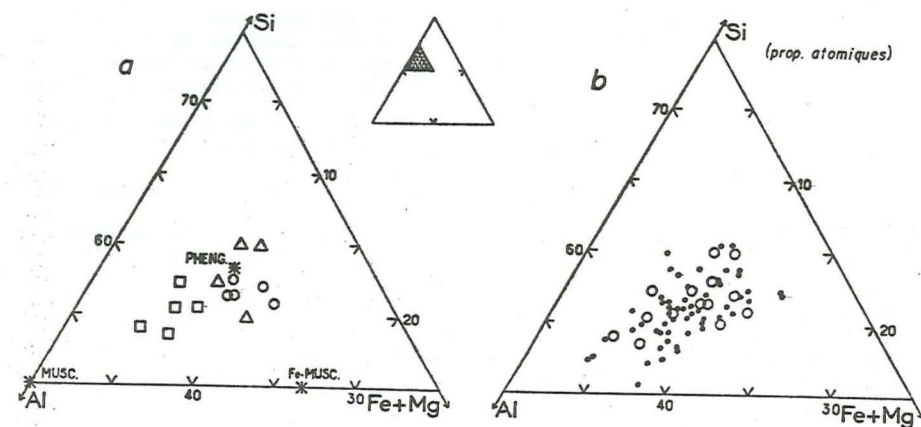


fig. 6 a-d

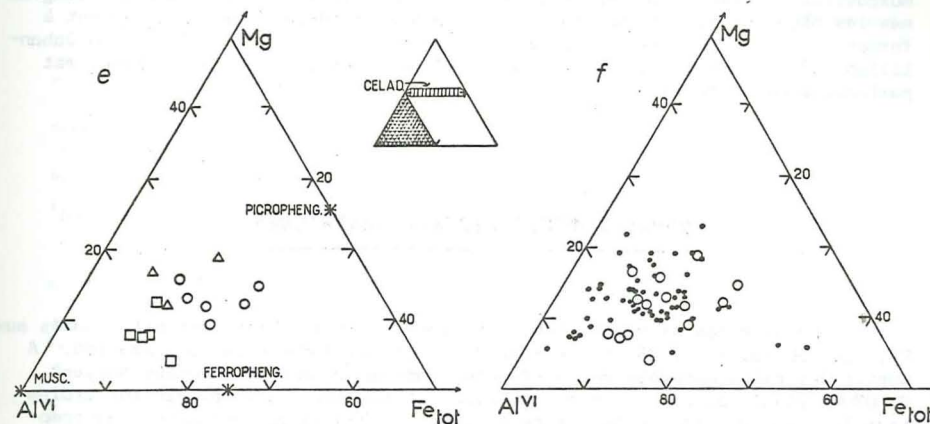


Fig. 6. - Micas blancs : composition dans les diagrammes triangulaires. Diagrammes a, c, e : échantillons de cette étude ; diagrammes b, d, f : 53 échantillons des Alpes occidentales (petits ronds : données de la littérature). Les positions des termes muscovite, ferrimuscovite et phengite sont indiquées par des astérisques.
1. Echantillons du socle Briançonnais. 2. Echantillons de la couverture permowérfénienne. 3. Echantillons de la couverture post-wérfénienne Briançonnaise ou piémontaise.

- 1 micaschiste à grenat et 1 gneiss albitique. Zone Sesia, Valchiusella. FIORENTINI-POTENZA et MORELLI [1968]

- 1 micaschiste écolitique. Zone Sesia, val d'Orco. FRANCHI [1902b]. (décrit comme presque uniaxe).

Quatre analyses de paragonite, provenant de roches écolitiques de la zone Zermatt-Saas, ont été publiées par BEARTH [1967 et 1973].

Les deux micas blancs du socle Briançonnais (Ambin et Valais) se rapprochent du pôle muscovite. Les autres échantillons, qui sont presque tous des phengites, forment un nuage qui montre quelles variabilités peuvent exister dans des roches d'âge et de chimisme analogues (cf. par exemple les 18 analyses de HICKEL). Dans ce diagramme la muscovite provenant du glaucophanoschiste écolitique de Zermatt a une position à part.

La composition de la couche octaédrique est particulièrement intéressante à représenter [fig. 6e, d]. FOSTER [1960] a proposé un diagramme Mg-R'''-(Fe''+Mn) depuis lors utilisé aussi pour les muscovites. Le diagramme AlVI-(Fe''+Fe''')-Mg [fig. 6e, f] permet de ne pas faire intervenir l'état d'oxydation

du fer : des altérations secondaires se produisent en effet fréquemment et les muscovites oxydées ne se séparent pas facilement lors du tri. Dans ces diagrammes les micas blancs des socles briançonnais - Grand-Saint-Bernard tendent à former un groupe légèrement séparé, plus proche du pôle R^{VI} ou Al^{VI}. Un échantillon [n° 767, tiré d'un filon quartzo-micacé dans le socle de Vanoise] est particulièrement ferrique.

DONNEES RADIOCRISTALLOGRAPHIQUES

En plus des 14 micas blancs analysés, 6 échantillons ont été étudiés aux RX. Le tableau 1, p. 36, et la fig. 2, p. 37, en donnent la localisation. A partir des raies mesurées sur diffractogramme de poudre et indexées suivant G. BROWN (1961, p. 238 ; environ 15 raies utilisées), on a calculé sur ordinateur les valeurs des paramètres réticulaires. Par la détermination par comptages d'impulsions de la position et de l'intensité des raies 002, 004, 006, 00.10 et 060 on a obtenu des valeurs mesurées de $c^* = c_0 \sin \beta$, de b_0 et du rapport des intensités des raies 004 et 002. Ces résultats sont rassemblés dans le tableau 3.

Une étude plus étendue porte sur les b_0 de micas blancs récoltés le long de plusieurs coupes des Alpes occidentales, entre la zone houillère ou Accoglio et la plaine du Pô. Les résultats de cette étude ont été exposés en 1973 (SASSI *et al.*, 1974) et seront publiés ailleurs.

C'est au moyen de diffractogrammes X qu'est mise en évidence la "cristallinité" des minéraux phylliteux. Sa valeur définie par la largeur du pic 002 (001 dans la notation de la demi-maille) à la moitié de sa hauteur, augmente depuis les conditions de diagenèse vers l'épizone où elle commence à plafonner. La mesure de la cristallinité de l'illite permet de déceler le début de l'anchizone et celui du faciès schiste vert. En ce qui concerne les Alpes occidentales on trouve des données notamment dans les travaux de DUNOYER de SEGONZAC, KUBLER, ARTRU et APRAHAMIAN.

Polymorphes

Trois types de polymorphes se rencontrent pour les micas blancs dans la nature : 1M, 2M et 3T (YODER et EUGSTER, 1955 ; SMITH et YODER, 1956 ; VELDE, 1965b ; BROWN, 1961 ; BEUGNIES *et al.*, 1969 ; etc.). Le premier type, 1M, caractérise les roches sédimentaires ou faiblement métamorphiques et le deuxième, 2M, les roches métamorphiques ; le type 3T, assez rare dans la nature, n'a été synthétisé qu'à des pressions élevées (VELDE, 1965b) et est parfois cité comme type des micas phengitiques (YODER et EUGSTER, 1955 ; BEUGNIES *et al.*, 1969).

Tableau 3. - Micas blancs : données radiocristallographiques

n° échant.	12	94	349	484	506	526
COMPTAGES						
espacement basal $c_0 \sin \beta$ (Å)	19.878	19.868	19.897	19.928	19.904	19.874
b_0 (Å)	9.052	9.041	9.028	9.043	9.043	9.032
$I_{(004)}/I_{(002)}$	0.31	0.32	0.33	0.44	0.50	0.31
CALCULS						
a_0 (Å)	5.214	5.220	5.208	5.219	5.212	5.208
\pm (σ)	0.002	0.001	0.009	0.002	0.003	0.002
b_0 (Å)	9.030	9.041	9.052	9.040	9.028	9.022
\pm (σ)	0.003	0.002	0.010	0.002	0.003	0.003
c_0 (Å)	19.905	19.968	19.989	19.959	19.910	19.928
\pm (σ)	0.009	0.006	0.009	0.007	0.011	0.009
β (°)	95.591	95.710	95.810	95.754	95.505	95.551
\pm (σ)	0.0013	0.0009	0.0017	0.0010	0.0016	0.0012
volume (Å ³)	932.7	937.7	937.5	936.9	933.9	932.0
\pm	1.1	0.7	3.1	0.9	0.0	1.0

n° échant.	540-Ph-	540-Mu	542	565	630	671
COMPTAGES						
espacement basal $c_0 \sin \beta$ (Å)	19.861	19.891	19.901	19.877	19.921	19.910
b_0 (Å)	9.048	9.046	9.039	9.059	9.048	9.051
$I_{(004)}/I_{(002)}$	0.30	0.37	0.42	0.30	0.30	0.45
CALCULS						
a_0 (Å)	5.226	5.222	5.218	5.229	5.222	5.214
\pm (σ)	0.009	0.002	0.003	0.002	0.001	0.010
b_0 (Å)	9.071	9.044	9.038	9.058	9.045	9.053
\pm (σ)	0.011	0.003	0.003	0.002	0.002	0.012
c_0 (Å)	19.946	19.967	19.942	19.971	20.000	19.953
\pm (σ)	0.009	0.008	0.010	0.007	0.006	0.010
β (°)	95.659	95.660	95.620	95.667	95.742	95.659
\pm (σ)	0.0018	0.0012	0.0014	0.0010	0.0008	0.0020
volume (Å ³)	940.9	938.4	936.0	941.3	939.9	937.2
\pm	3.2	1.0	1.3	0.9	0.5	3.5

Tableau 3. - Micas blancs : données radiocristallographiques (suite)

n° échant.	698	767	965	1012	1034	323
COMPTAGES						
espacement basal $c_0 \sin \beta$ (Å)	19.006	19.894	19.856	19.775	19.874	19.902
b_0 (Å)	9.048	9.052	9.040	9.046	9.032	9.029
$I_{(004)}/I_{(002)}$	0.29	0.37	0.39	0.37	0.36	0.33
CALCULS						
a_0 (Å)	5.225	5.221	5.218	5.227	5.218	5.217
\pm (σ)	0.002	0.002	0.002	0.004	0.002	0.002
b_0 (Å)	9.050	9.044	9.036	9.053	9.038	9.037
\pm (σ)	0.003	0.003	0.003	0.005	0.003	0.002
c_0 (Å)	19.999	19.974	19.946	19.955	19.973	19.990
\pm (σ)	0.010	0.009	0.010	0.015	0.010	0.007
β (°)	95.727	95.954	95.602	95.751	95.730	95.772
\pm (σ)	0.0014	0.0022	0.0014	0.0022	0.0015	0.0010
volume (Å ³)	941.0	938.1	936.0	939.5	937.2	937.7
\pm	1.1	1.1	1.1	1.6	0.8	0.9

n° échant.	1055	1084	1009
COMPTAGES			
espacement basal $c_0 \sin \beta$ (Å)	19.946	19.731	19.430
b_0 (Å)	9.062	9.011	8.893
$I_{(004)}/I_{(002)}$	0.50	0.37	0.14
CALCULS			
a_0 (Å)	5.215	5.203	5.242
\pm (σ)	0.003	0.002	0.011
b_0 (Å)	9.032	9.013	8.895
\pm (σ)	0.004	0.003	0.011
c_0 (Å)	20.023	19.940	19.275
\pm (σ)	0.013	0.010	0.043
β (°)	95.628	95.587	91.800
\pm (σ)	0.0030	0.0014	0.0080
volume (Å ³)	938.6	930.6	898.3
\pm	1.5	1.2	5.0

Les micas étudiés sont tous du type 2M.

L'angle β , obtenu par le calcul des paramètres réticulaires et dont la valeur est toujours proche de 95,7° (comprise entre 95,50 et 95,95°) montre que tous les micas blancs étudiés sont du type 2M₁ (dans le type 1M $\beta \approx 101^\circ$, cf. DEER *et al.*, 1962, III). On ne peut pas exclure que les polymorphes 3T et 1M soient représentés, de manière subordonnée, dans certains échantillons (polymorphe 3T : échantillons 540 I et II, 565, 671, 698, 965 et 1034 ; polymorphe 1M : 630, 1009 et 1012), car certaines raies considérées comme caractéristiques apparaissent sur les diagrammes X. Il faut toutefois être prudent dans leur interprétation, car l'ensemble des raies caractéristiques soit de 3T, soit de 1M, n'apparaît pas et les diagrammes n'ont pas été effectués sur poudre totalement désorientée.

Interprétation des résultats

La valeur de l'espacement basal a été mise en rapport avec la teneur en Na par ZEN et ALBEE (1964) et par GUIDOTTI et CRAWFORD (1967), qui ont proposé des droites de régression. La paragonite a en effet un d_{002} plus petit que la muscovite. En fait ces deux valeurs ne montrent pas nécessairement de corrélation nettement significative et les points figuratifs des micas blancs se dispersent souvent dans un gros nuage sur le diagramme mettant en rapport l'espacement basal d_{002} et Na/Na+K [fig. 7] (voir aussi HICKEL, 1972; DUNOYER de SEGONZAC et HICKEL, 1972; CHATTERJEE, 1971).

Le contenu de la couche octaédrique influence aussi l'espacement basal: la dimension de la maille élémentaire diminuerait d'après GOWER (1957) lorsqu'augmente la teneur en Fe. CIPRIANI *et al.* (1971) ont montré qu'une corrélation nettement positive existe entre le rapport RM et l'écart entre les valeurs Na/Na+K réelle et calculée d'après l'équation de ZEN et ALBEE; mais cette corrélation n'existe que pour les muscovites: pour les ferrimuscovites et les phengites, c'est-à-dire pour les valeurs plus élevées de RM, ils n'ont plus trouvé d'équation à signification statistique. Les échantillons des Alpes occidentales confirment cette observation.

Au contraire, la valeur de b_0 est nettement influencée par le contenu de la couche octaédrique et en particulier par la teneur en éléments fémiqes. La fig. 8 montre cette relation du contenu en éléments fémiqes, exprimé par la valeur RM, avec b_0 . La droite de régression (en tireté) proposée par CIPRIANI *et al.* ($b_0 = 8,990 + 0,327 \text{ RM}$) est décalée vers le bas par rapport à celle qu'on a obtenue graphiquement à partir des valeurs tirées de cette étude ($b_0 = 9,009 + 0,327 \text{ RM}$). Cela, ainsi que l'étalement des valeurs tirées de la littérature, peut être dû au moins en partie à des différences systématiques dans les conditions de mesures des pics.

La valeur de b_0 des échantillons non analysés tend à les ranger parmi les phengites (n° 540 II, 1012, 1034 et 1055), ou parmi les muscovites (1084, mica blanc d'un gneiss polymétamorphique d'Ambin).

L'influence des éléments fémiqes se note aussi sur les paramètres a_0 et c_0 [fig. 8d, e], quoique les points soient assez dispersés: quand RM augmente, a_0 tend à croître et c_0 à diminuer.

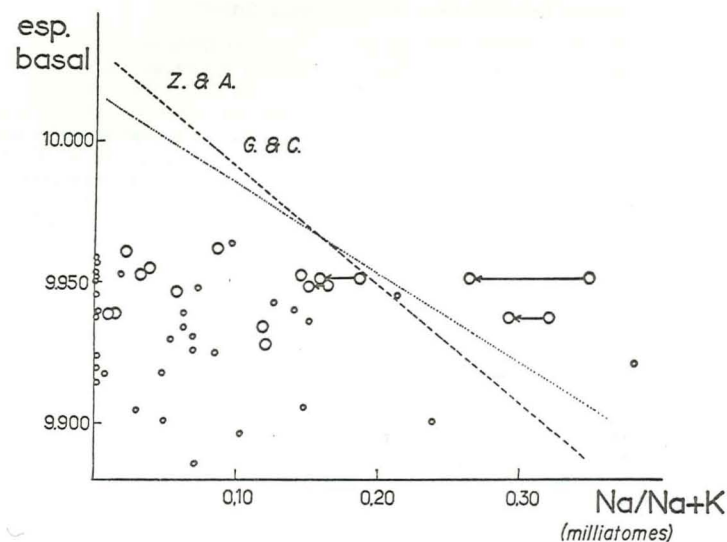


Fig. 7. - Micas blancs : relation entre l'espacement basal et la teneur en Na. La valeur de l'espacement basal résulte de d_{002} ou de la moyenne de plusieurs raies 001. La corrélation n'est pas significative. Les deux droites de régression dessinées sont de ZEN et ALBEE (tirets) et de GUIDOTTI et CRAWFORD (pointillés). Les points reliés par des flèches correspondent aux échantillons où de la paragonite a été décelée aux RX ; le point situé à gauche représente la valeur de Na/(Na+K) après déduction de paragonite. Échantillons de cette étude (grands cercles) et de la littérature (petits cercles) : CHATTERJEE, DUNOYER de SEGONZAC, HICKEL, NICOLAS).

Fig. 8. - Micas blancs : relation entre les paramètres réticulaires et la teneur en éléments fémiques exprimée par le paramètre RM. Diagramme a : échantillons de cette étude ; la droite de régression proposée a été tracée graphiquement ; en tirets la droite de régression de CIPRIANI et al. Diagramme b : échantillons des Alpes occidentales (petits ronds : données de la littérature) ; la droite de régression est celle de la fig. a. Diagrammes c, d, e : valeurs de a_o , b_o , c_o calculées par ordinateur.

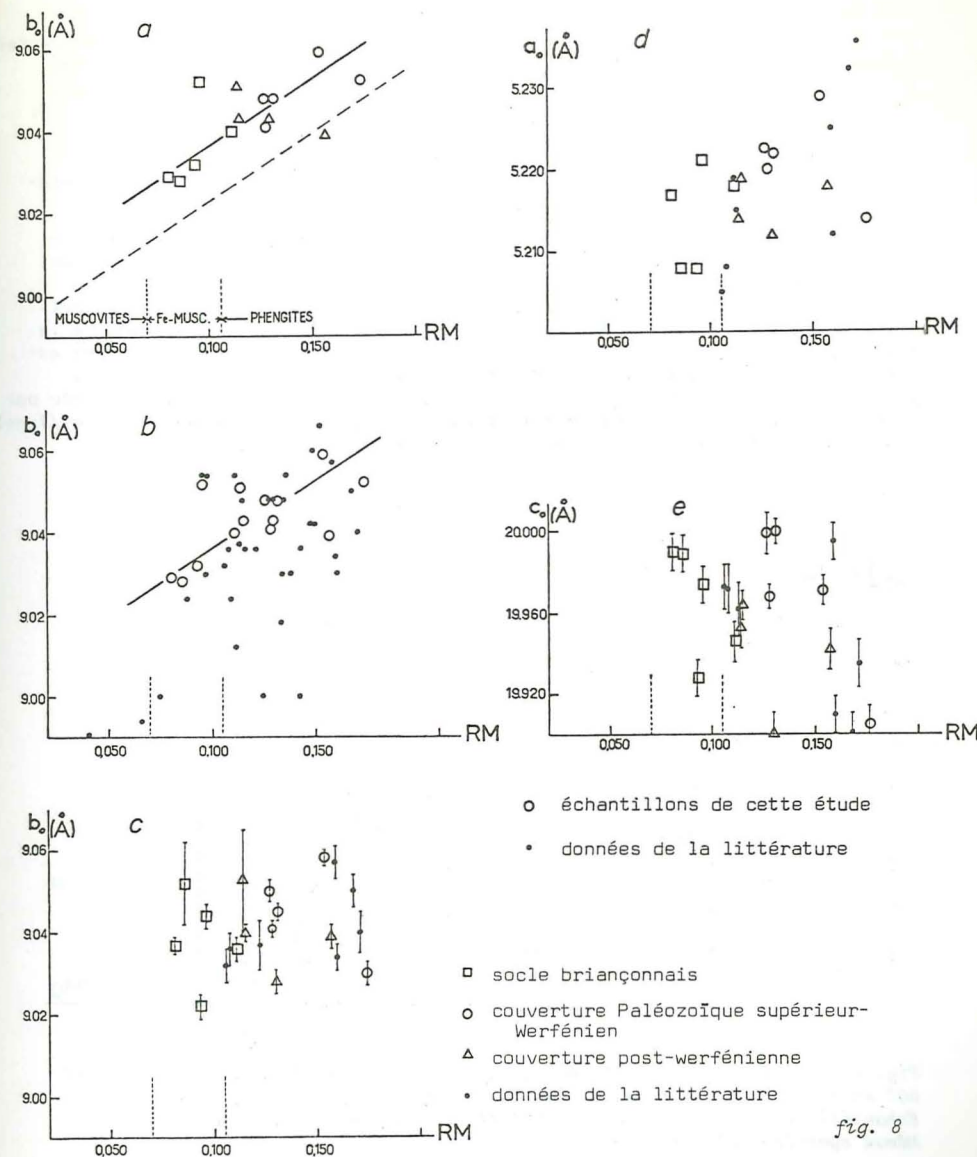


fig. 8

Le volume de la maille élémentaire varie assez peu : de 931 à 941 Å³ pour les micas étudiés.

Les intensités des pics 001 ont été mises en rapport avec les différentes compositions des couches di ou trioctaédriques des micas blancs. La fig. 9a montre les variations du rapport I_{004}/I_{002} (intensité de la raie 004 divisée par l'intensité de la raie 002) en fonction de Mg (en proportion atomique). Il existe une corrélation positive entre les deux valeurs, dans le cadre de l'échantillonnage considéré. On peut noter la valeur élevée de I_{004}/I_{002} (> 0,40) pour les micas blancs des roches post-werfénienues, à mettre en relation avec leur caractère phengitique.

L'étalement des valeurs dénote cependant que la corrélation est loin d'être parfaite. Entre le même rapport I_{004}/I_{002} et la teneur totale en fer, la corrélation est négative (le diagramme n'est pas reproduit ici). Si on ajoute les effets de ces deux facteurs de composition en étudiant le rapport des intensités en fonction du rapport Fe_{tot}/Mg , on obtient le diagramme de la fig. 9b, qui montre une bonne corrélation négative. Ces résultats sont en accord avec ceux que BRADLEY et GRIM (in G. BROWN, 1961, p. 220) ont obtenus pour l'ensemble des micas trioctaédriques sur la base de la formule proposée par G. BROWN (1955) : dans ce cas aussi le rapport I_{004}/I_{002} (noté par eux I_{002}/I_{001}) diminue lorsqu'augmente la proportion de Fe par rapport à Mg.

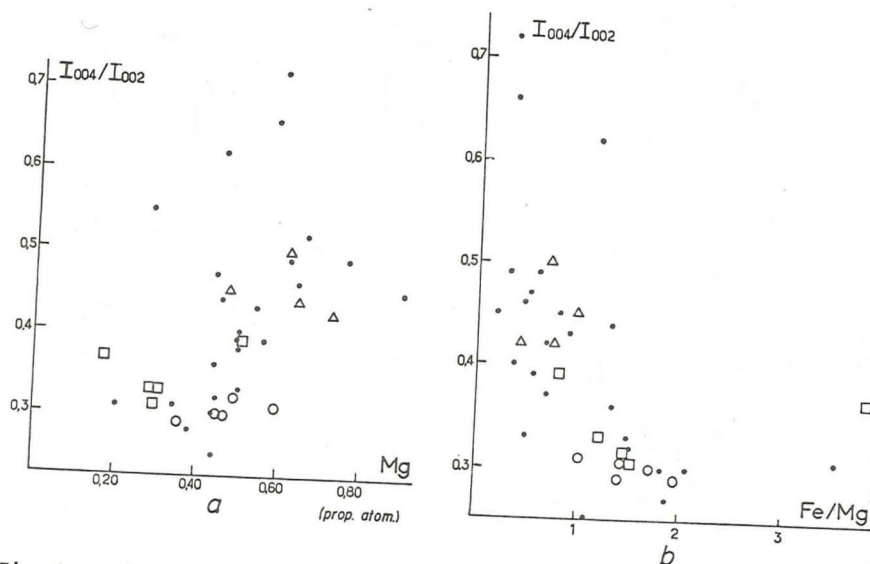


Fig. 9. - Micas blancs : valeurs du rapport des intensités des raies 004 et 002 en fonction de la teneur en Mg (a) et du rapport Fe_{tot}/Mg (b). Échantillons de cette étude, de DUNOYER de SEGONZAC et de HICKEL. Mêmes symboles qu'en fig. 8.

Par contre ils ne confirment pas la relation qui existerait pour ESQUEVIN (1969) entre la composition de la couche octaédrique, exprimée par le rapport $Al^{VI}/Fe_{tot}+Mg$, et ainsi la nature du mica, et le rapport I_{004}/I_{002} . Ce rapport entre les intensités, ainsi que celui de RIMSÁITE (1967) ($I_{00.10}/I_{00g}$) ont été mis en relation avec une série complète de micas allant de la muscovite aux biotites ferrifères. Il est normal que dans le domaine restreint de composition étudié ici les relations n'apparaissent pas avec netteté. Il faut remarquer enfin que dans les concentrés utilisés pour cette étude radiocristallographique plusieurs types de micas pouvaient être présents à la fois. Une différenciation ne serait possible aux RX que pour des teneurs à peu près égales des différents types et pour des différences de réflexion d'au moins 0,005° (2θ) (cf. RIMSÁITE, 1967). Dans le cas contraire les pics ne sont pas résolus sur un diffractogramme de poudre.

Paragonite

Dans les micas blancs le Na peut être exprimé soit sous forme de paragonite, soit en remplacement partiel du K des muscovites qui sont alors dites paragonitiques ou sodiques. Grâce à ses paramètres de maille légèrement plus petits que ceux de la muscovite, les diffractogrammes X permettent de repérer la paragonite au moyen surtout des raies 002 ($2\theta\ CuK\alpha = 9,2^\circ$ ou $d = 9,61\text{ Å}$ pour la paragonite) et 00.10 ($47,3^\circ$ ou $1,92\text{ Å}$ pour la paragonite) (HARDER, 1956).

De la paragonite exprimée a été ainsi décelée dans 6 échantillons, dont 2 présentent à l'analyse plus de 2 % poids de Na₂O, valeur considérée comme le maximum pouvant entrer en solution solide dans le mica blanc potassique (tabl. 4). La mesure des intensités de la raie 002 pour la paragonite et le mica blanc potassique a permis de calculer un pourcentage de paragonite qui est en général proche de la proportion relative de Na fournie par l'analyse.

Tableau 4. - Micas blancs : teneur en Na₂O et en paragonite

n° échant.	% poids Na ₂ O analyse	$\frac{Na}{Na+K} \times 100$ prop. moléc.	% paragonite $\frac{I(002)_{pa}}{I(002)_{mu}} \times 100$
323	2.48	35	33
349	1.22	17	11
526	2.46	32	12
542	1.11	19	18
965	0.90	12	17
1034	analyse non effectuée		7
1009	6.50 *	88	90

* analyse semi-quantitative ayant donné aussi 1.40 % de K₂O

Tableau 5. - Micas blancs : propriétés optiques et densité

n° échant.	n_z	n_y	n_x	Δ	$2V_x$ mesuré	couleur	densité
12	1.611 ± 0.001	1.607 ± 0.001	1.569 ± 0.001	0.042 ± 0.002	32 ± 2	jaune vert grisâtre	n.m.
94	1.588 ± 0.001	1.583 ± 0.002	n.m.	n.m.	32 ± 3	gris jaunâtre	n.m.
323	1.601 ± 0.001	1.595 ± 0.001	n.m.	n.m.	34 ± 4	gris pâle légè- rement verdâtre	env. 2,8
349	1.605 ± 0.001	1.599 ± 0.001	n.m.	n.m.	36 ± 2	gris jaune pâle légèr. verdâtre	n.m.
484	1.601 ± 0.001	1.595 ± 0.001	n.m.	n.m.	32 ± 4	jaune verdâtre pâle	n.m.
506	1.587 ± 0.001	1.577 ± 0.001	n.m.	n.m.	35 ± 1	jaune verdâtre pâle	n.m.
526	1.592 ± 0.003	1.589 ± 0.003	n.m.	n.m.	35 ± 1	gris jaunâtre	n.m.
540-Ph	1.605 ± 0.001	1.599 ± 0.001	1.567 ± 0.001	0.038 ± 0.002	32 ± 3	gris jaunâtre verdâtre	n.m.
540-Mu	1.605 ± 0.001	1.602 ± 0.001	1.565 ± 0.001	0.040 ± 0.002	31 ± 2	gris jaunâtre	n.m.
542	1.595 ± 0.002	1.592 ± 0.003	n.m.	n.m.	33 ± 3	gris verdâtre pâle	n.m.
565	1.619 ± 0.001	1.614 ± 0.001	n.m.	n.m.	30 ± 2	vert jaunâtre grisâtre	n.m.
630	1.607 ± 0.001	1.599 ± 0.001	n.m.	n.m.	33 ± 3	gris verdâtre pâle	n.m.
671	1.604 ± 0.001	1.599 ± 0.002	1.562 ± 0.001	0.042 ± 0.002	23 ± 3	gris jaunâtre	env. 2,9
698	1.616 ± 0.001	1.609 ± 0.001	1.577 ± 0.001	0.039 ± 0.002	32 ± 2	gris verdâtre pâle	env. 2,9
767	1.607 ± 0.002	1.597 ± 0.002	1.570 ± 0.001	0.037 ± 0.003	36 ± 1	gris très pâle légèr. verdâtre	n.m.
955	1.597 ± 0.001	1.587 ± 0.003	n.m.	n.m.	n.m.	gris verdâtre	n.m.
965	1.601 ± 0.001	1.596 ± 0.001	1.568 ± 0.002	0.033 ± 0.003	36 ± 3	gris pâle légè- rement verdâtre	env. 2,9
1012	1.596 ± 0.001	1.595 ± 0.001	1.558 ± 0.001	0.038 ± 0.002	32 ± 2	jaune verdâtre pâle	n.m.
1034	1.591 ± 0.001	1.590 ± 0.001	1.556 ± 0.002	0.035 ± 0.003	34 ± 4	jaune pâle légè- rement verdâtre	env. 3,0
1055	1.593 ± 0.001	1.591 ± 0.001	1.561 ± 0.002	0.042 ± 0.003	35 ± 7	jaune verdâtre	n.m.
1084	1.601 ± 0.001	1.594 ± 0.001	n.m.	n.m.	36 ± 3	jaune pâle	n.m.
1009	1.596 ± 0.003	n.m.	1.564 ± 0.003	0.032 ± 0.006	n.m.	blanc à peine bleu verdâtre	n.m.

Dans les éboulis d'un massif de serpentinite, aux Fonts de Cervières, sous le col de Péas, a été trouvée une concentration [filonienne ?] de paragonite submicroscopique presque pure [éch. n° 1009]. D'aspect à la fois cireux et talqueux en échantillon, elle a justifié son nom (*paragon* = trompeur). Sa nature exacte a été révélée par les RX et confirmée par une analyse partielle: l'échantillon contient 6,50 % poids Na_2O et 1,40 % K_2O . Le traitement à l'éthylène-glycol n'a pas modifié la position des raies, dont la liste est donnée en annexe [p.158]. Un échantillon identique provient de Ristolas, la Taillante (éch. Ta.99). Ce faciès massif de la paragonite a été appelé cossaite. Il en existe une analyse d'un échantillon de Fenestrella, val Chisone (DANA, *in* DEER *et al.*, 1962, III). SCHALLER et STEVENS donnent pour cet échantillon les proportions : Na_2O = 7,26 % et K_2O = 1,01 %.

La paragonite a souvent été décelée grâce à l'utilisation courante des RX parmi les autres micas blancs des Alpes occidentales, notamment dans les Schistes lustrés (LIBORIO *et al.*, 1971 ; CHATTERJEE, 1971 ; CHIESA *et al.*, 1972) et les méta-ophiolites (BEARTH, 1963, 1973, avec analyses), dans les micaschistes de Dora-Maira (HARDER, 1956) et dans le cristallin du Mont Rose où elle est étroitement associée à de la muscovite et de la phengite (LADURON et MARTIN, 1969 ; LADURON, 1974).

CARACTERES OPTIQUES ET DENSITE

Les valeurs des principales propriétés optiques mesurées (indices de réfraction, biréfringence, angle des axes optiques, couleur en poudre) sont rassemblées dans le tableau 5, ainsi que la densité lorsqu'elle a été évaluée. Il existe des relations entre l'indice de réfraction n_z , la teneur des micas blancs en Fe^{++} et le paramètre c de la maille (WINCHELL et WINCHELL, 1951, p. 368 ; SCHWANDER *et al.*, 1968). Ces relations qui ont été montrées sur des séries allant de 0 à 30 % environ de ferrimuscovite, deviennent bien sûr imprécises à l'échelle de séries plus restreintes. Aussi les diagrammes obtenus avec les échantillons de cette étude, peu instructifs, ne sont-ils pas reproduits.

L'angle des axes optiques a été mesuré sur les grains isolés montés dans une liqueur d'indice voisin. Sa valeur permet de distinguer optiquement les muscovites des phengites. Dans les muscovites l'angle $2V$ est supérieur à environ 40° . A l'intérieur du groupe des phengites la variation est grande, allant de 0 à 40° environ, avec un maximum entre 30 et 35° : les polymorphes 3T à empilement rhomboédrique ont un angle nul. Pour les micas de cette étude l'angle des axes optiques varie de 20 à 39° .

La densité a été évaluée à environ 2,9 en moyenne.

On peut trouver d'autres valeurs des propriétés optiques et de la densité des micas blancs des Alpes occidentales dans la plupart des références utilisées plus haut.

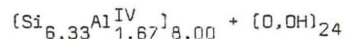
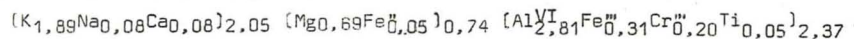
CONCLUSION

Les micas blancs étudiés sont chimiquement des phengites ou des muscovites. Dans les roches du socle de Vanoise (considérées comme permo-carbonifères par ELLENBERGER, mais pour lesquelles un métamorphisme antérieur au métamorphisme alpin est reconnu par l'auteur : voir BOCQUET, 1974, c, e), il s'agit le plus souvent de muscovites. Les roches permienes ou mésozoïques renferment des phengites (quelques analyses fournies par la littérature donnent aussi des muscovites dans l'ensemble des Schistes lustrés piémontais).

Il faut toutefois souligner que l'analyse chimique est effectuée sur un échantillon *global* des micas blancs de la roche, formé peut-être du mélange mécanique de deux ou plusieurs micas différents. C'est déjà certainement le cas pour le mélange avec la paragonite. On voit en effet souvent, en lame mince, que plusieurs générations de micas blancs se sont succédé, disposées suivant des plans structuraux différents. Lors de la séparation du minéral à analyser, un seul groupe de mica a pu être retenu, ou bien l'ensemble et dans ce cas les résultats ne représentent qu'une moyenne. Des mesures radiocristallographiques plus fines que celles effectuées au cours de ce travail (par exemple l'étude du dédoublement éventuel de la raie 060) permettent de déterminer s'il y a mélange de termes différents (cf. SASSI *et al.*, en prép.).

De la paragonite a été décelée parmi certains micas blancs du socle de Vanoise. D'autres travaux ont montré sa fréquence dans les Schistes lustrés. Son gisement dans les masses de serpentinite du Queyras mérite d'être souligné : il est possible qu'elle a été fréquemment confondue avec du talc dans ce type de terrain.

La *fuchsite* se rencontre souvent dans les Schistes lustrés, en général aux abords de massifs ophiolitiques (cf. DEBENEDETTI, 1965). On la trouve aussi dans des micaschistes quartzitiques du Permo-Trias de Vanoise, notamment à Champagny. L'analyse citée par ELLENBERGER (1958a, n° 6), effectuée sur une poudre enrichie mais non entièrement purifiée, a été recalculée de manière à obtenir la valeur possible de 46 % de SiO₂ (c'est-à-dire en déduisant 11,87 % de SiO₂). La formule structurale à laquelle on aboutit ainsi, calculée sur la base anhydre de 22 oxygènes, est :



Les paramètres 2P (= 35,9) de GRAESER et NIGGLI, et RM (= 0,127) de CIPRIANI *et al.* rapprochent ce mica des phengites. Il s'agirait ainsi non d'une fuchsite mais d'une *mariposite* (définie comme phengite chromifère, Cr₂O₃ dépassant 1 %).

Le même minéral a été analysé par CHATTERJEE [1968], dans des Schistes lustrés à galets ankéritiques du val de Suse, à Mattie.

Biotite, phlogopite

La biotite de génération alpine est un minéral relativement fréquent dans certaines roches des Alpes occidentales. Son apparition semble favorisée par des teneurs faibles de la roche hôte en Al (cf. CHATTERJEE, 1971). Cette biotite est le plus souvent verte dans les Alpes occidentales françaises, mais on trouve de la biotite alpine brune dans le massif du Grand Paradis et dans Dora-Maira, plus rarement dans la zone briançonnaise - Grand-Saint-Bernard et la zone piémontaise.

Les paillettes de biotite sont souvent très petites, mêlées à celles de chlorite et de muscovite avec lesquelles les limites des grains ne sont pas franches. C'est certainement la raison pour laquelle les analyses chimiques en sont aussi rares.

Le tableau 6 donne la liste des échantillons de biotite et phlogopite étudiés avec leur provenance et la carte de la fig. 10 en montre la localisation. Les données physico-chimiques obtenues sur un mica vert (phlogopite) associé à des spilites au Sud de Grenoble sont également données ci-dessous. L'origine de ce minéral a été controversée (VIALON, 1968 ; BOCQUET, 1971, note p. 81). Sa datation radiométrique (BOCQUET, DELALOYE et VIALETTE, sous presse), dont les résultats sont rappelés plus loin, y montre l'influence d'un phénomène tertiaire de métamorphisme.

CHIMISME

Les résultats de l'analyse chimique du mica vert provenant de la dolomie de Combe-de-Champ sont donnés ci-dessous (tableau 7). La proportion de Mg par rapport à celle de Fe indique qu'il s'agit de phlogopite. HEINRICH *et al.* [1953, in DEER *et al.*, 1962, III] ont en effet proposé la valeur de Mg/Fe = 2 comme limite arbitraire entre les phlogopites et les biotites. Ce rapport est égal ici à 3,8. Le minéral ne montre aucune tendance vers le pôle théorique eastonite (FOSTER, 1960), car il y a très peu d'Al dans les tétraèdres. Les atomes Si dans la formule dépassent même le nombre de 5 du phlogopite idéal : la teneur totale en Al est particulièrement faible et celle en titane abondante (cf. J.-L. ROBERT, 1973) ; un pourcentage identique de Ti (0,83 % poids) est cité pour un phlogopite d'une dolomie du Tessin (JAKOB, 1928).

Dans les fig. 11a et b, on a reporté des échantillons de biotite des Alpes occidentales, provenant de :

- 1 gneiss à mu-bi-gr (cristallisation anté-alpine). Socle briançonnais, massif d'Ambin. GAY [1972]

Tableau 6. - Biotite et phlogopite étudiés

Echantillon analysé

n° 82 dolomie à phlogopite : dol-phlog-chl-ab-qz-opaques. Combe-de-Champ, carrières W. Trias delphino-helvétique.

Echantillons non analysés

- n° 88 calcaire à amphibole sodique : cc-cr-ab-mica bl-ép-bi v-opaques. Roc du Bourget (E de Modane). Jurassique supérieur briançonnais.
- n° 756 métagranite : qz-fK-mica bl-ab-chl-bi v-stilp-zl-ép-opaques. Termignon, rive gauche du glacier de l'Arpont. Antétrias briançonnais, Vanoise méridionale.
- n° 763 ovardite (ex-amphibolite rubanée) : ab-chl-bi v-mica bl-sph-ép-gl-cc-ap-gr-opaques. Termignon, rive gauche du glacier de l'Arpont. Anténamurien briançonnais, Vanoise méridionale.
- n° 797 ovardite : ab-chl-bi v-amph Na-ép-cc-sph-ap-carbonate Fe-opaques. Termignon, moraine du glacier de l'Arpont. Anténamurien briançonnais, Vanoise méridionale.
- n° 1084 micaschiste à biotite et grenat : qz-mica bl-bi br-ab-chl-gr-bi v-amph Na-cc-ap-zi-opaques. Bramans, vallon d'Ambin, saut de l'Oulle. Anténamurien briançonnais, Ambin.
- n° 1161 roche surmicacée : bi br-cc ou dol-mica bl-ab-opaques-qz-chl-ru-ap. Termignon, rive gauche du glacier de l'Arpont. Antétrias briançonnais, Vanoise méridionale.

- 4 granites et gneiss du Mont Blanc. POTY (1969)

- 1 gneiss ocellé polymétamorphique du Grand Paradis (1 biotite brune et 1 biotite verte), 2 gneiss polymétamorphiques de Dora-Maira (dont 1 avec biotite brune et 1 biotite verte) et 3 gneiss permo-triasiques de Dora-Maira. BAHEZRE *et al.* (1965). Analyses par microsonde.

Des biotites vertes de la zone Sesia ont été analysées à la microsonde par LATTARD (1973). GOOSSENS (1970) cite une analyse partielle d'un phlogopite des métasédiments de Zermatt.

Pour les biotites analysées par microsonde (données tirées de la littérature) les proportions atomiques ont été calculées en répartissant arbitrairement le fer en Fe²⁺ et Fe³⁺ suivant les proportions de 1 à 3 (biotite de couleur verte) ou de 1 à 4 (biotite de couleur brune). La couleur verte des biotites semble en effet liée non seulement à la teneur en Ti, mais aussi à la teneur relative en Fe³⁺ [HAYAMA, 1959 ; WENK *et al.*, 1963 ; OKI, 1961]. Les analyses publiées par POTY (1969) montrent un enrichissement de la biotite surtout en Mg [et en Fe³⁺] à mesure que la roche hôte a été soumise à un écrasement plus

Fig. 10. - Biotites, phlogopite, stilpnomélane, pyrophyllite, talc et chloritoïde : carte de localisation des échantillons étudiés.

Légende structurale : voir fig. 1.

Symboles pleins : données chimiques et physiques. Symboles creux : données physiques seulement.

a. Biotite ou phlogopite. b. Stilpnomélane. c. Pyrophyllite. d. Talc. e. Chloritoïde.

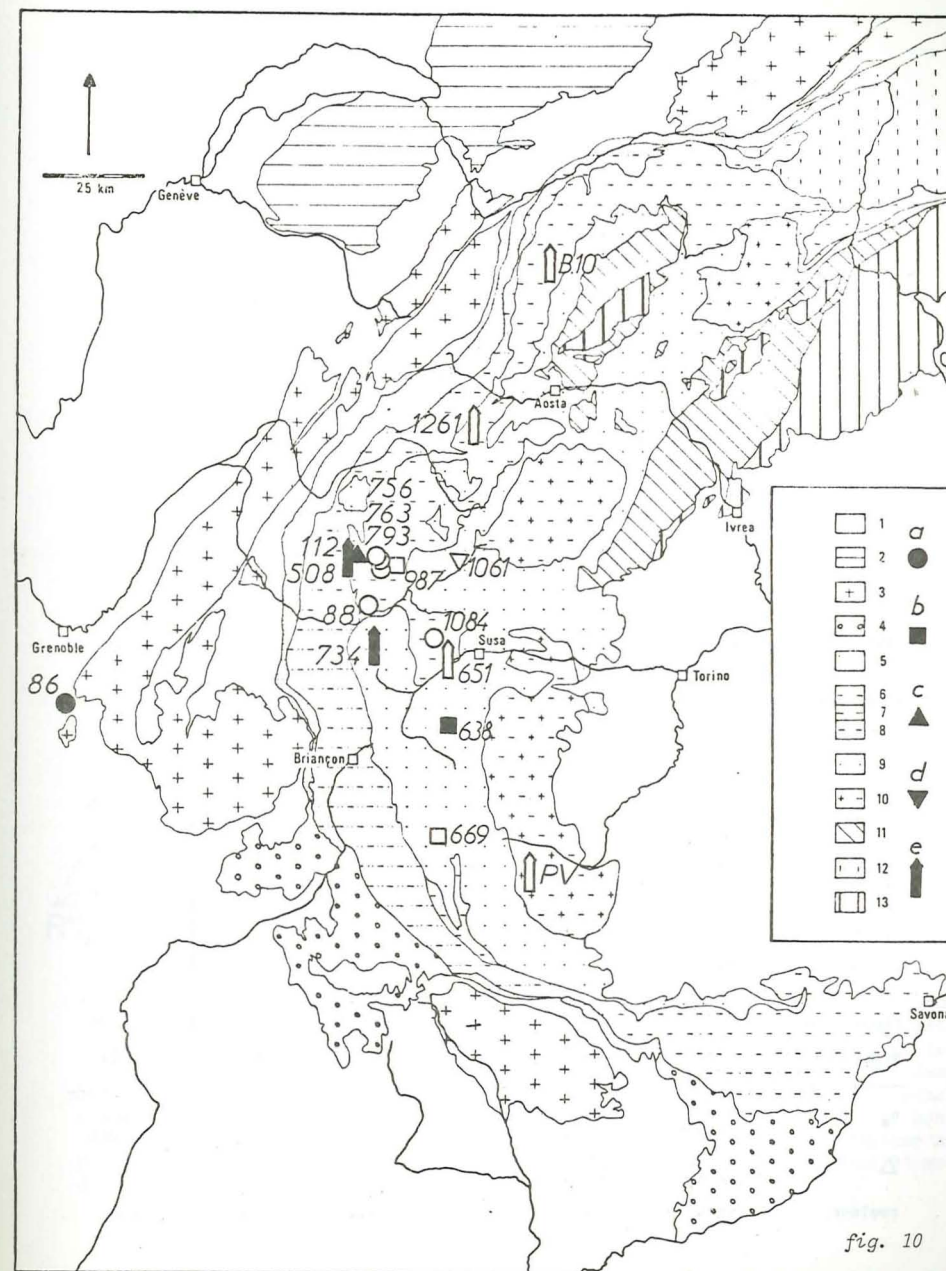


Tableau 7. - Phlogopite : données chimiques

SiO ₂	42.25	Si	6.404)	
Al ₂ O ₃	13.90	Al ^{IV}	1.237)	8.000
Fe ₂ O ₃	4.20	Ti	0.092)	
TiO ₂	0.80	Fe ³⁺	0.474	{	0.267
FeO	5.80			{	0.207
MgO	20.05	Fe ²⁺	0.736)	5.500
MnO	tr.	Mg	4.557)	
CaO	1.35	Mn	-)	
Na ₂ O	0.25	Ca	0.227)	
K ₂ O	8.95	Na	0.073)	2.028
P ₂ O ₅	0.05	K	1.728)	
H ₂ O ⁺	2.35	Total	15.528		
H ₂ O ⁻	0.35				
Total	100.30	Mg/(Mg+Fe ²⁺)	0.86		
		Ti/(Ti+Fe)	0.071		

Tableau 8. - Biotite et phlogopite : données radiocristallographiques et optiques

n° échant.	82	88	756	763	797	1084
a ₀ (Å)	5.337					5.360
± (σ)	0.006					0.005
b ₀ (Å)	9.222					9.256
± (σ)	0.006					0.004
c ₀ (Å)	20.220					20.217
± (σ)	0.038					0.021
β (°)	94.282					95.074
± (σ)	0.0084					0.0031
volume (Å ³)	992.4					999.1
±	3.6					2.3
I ₍₀₀₄₎ /I ₍₀₀₅₎	0.91	0.98	2.14	0.81	0.92	1.00
d ₍₀₆₀₎ (Å)	9.217	9.250	9.270	9.26	9.27	9.263
n _z	1.597	1.604				1.646
±	± 0.002	± 0.001				± 0.001
Δ	0.044	0.043				
±	± 0.003	± 0.003				
couleur	vert	vert	vert	vert	vert	brun

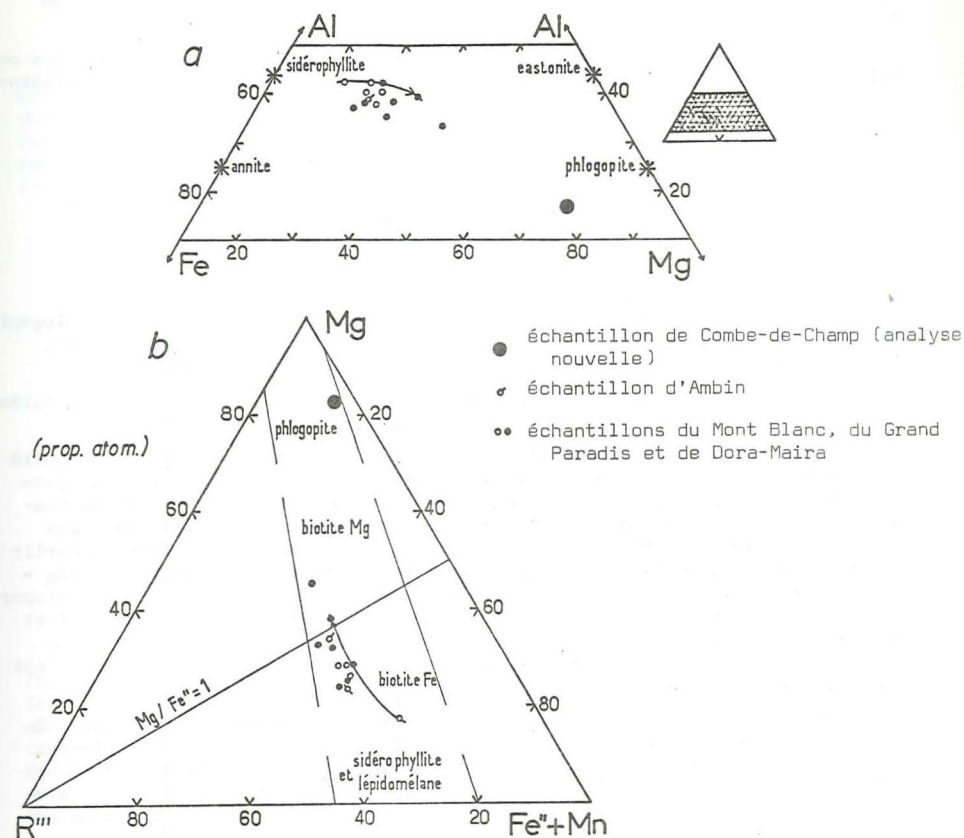


Fig. 11. - Biotite et phlogopite : composition chimique en diagrammes triangulaires. Sur le diagramme b les limites indiquées sont celles entre lesquelles tombent, d'après FOSTER (1960), la majorité des biotites et phlogopites ; les subdivisions sont aussi de cet auteur. Les symboles pleins représentent les biotites décrites comme alpines, les symboles creux les biotites anté-alpines. Les positions des termes phlogopite, eastonite, siderophyllite et annite sont indiquées par des astérisques. La flèche indique la variation du chimisme en fonction de l'écrasement et de la rétrogenèse dans le massif du Mont Blanc d'après POTY (1969).

important et donc que le mica a plus intensément subi des influences alpines. Von RAUMER (1969) rapporte la même relation. Dans les massifs d'Ambin, du Grand Paradis et de Dora-Maira les biotites citées sont ferrifères, sauf un échantillon plus magnésien.

Ce faible nombre d'analyses ne permet pas d'étudier le phénomène mis en évidence par OKI (1961), suivant lequel les teneurs en Mg des biotites reflètent la température de formation.

DONNEES RADIOCRISTALLOGRAPHIQUES

Le tableau 8 rassemble les données radiocristallographiques du phlogopite de Combe-de-Champ, des biotites vertes de Vanoise (Roc du Bourget, BOCQUET, 1969, et socle anté-triasique) et d'une biotite anté-alpine d'Ambin.

Les diagrammes de poudre et la valeur des paramètres de maille calculés semblent indiquer que les minéraux sont des polymorphes $2M_1$ ($\beta \approx 95^\circ$).

Les rapports des intensités 004/005 (ou 008/00.10 pour la maille entière du polymorphe $2M_1$) peuvent être mis en relation avec les teneurs relatives en Fe et Mg [courbe pour le rayonnement FeK_α : GOWER, 1957 ; pour le rayonnement CuK_α : MAISONNEUVE et MERGOIL, 1967]. Ces intensités ont été mesurées sur les diagrammes. Pour le phlogopite on voit que la valeur obtenue à partir du rayonnement K_α du Cu est très proche de celle obtenue par analyse (Fe/Mg = 28,5 contre 27 %). Les biotites de Vanoise, non analysées, auraient des proportions de Fe par rapport à Mg d'environ 50-60 % (calcaire du Roc du Bourget et metabasites du socle), d'environ 33 % dans un micaschiste polymétamorphique d'Ambin ou de l'ordre de 82 % (orthogneiss acide du socle) ; ces valeurs n'ont bien sûr qu'une valeur tout au plus indicative.

Des valeurs du rapport Fe/Fe+Mg peuvent être données par la raie 060 pour le système phlogopite-annite (WONES, 1963). Ces valeurs ainsi obtenues sont en général plus faibles que celles déterminées par le rapport des intensités $I_{008}/I_{00.10}$, mais la courbe de référence s'applique à des minéraux synthétiques, sans AlIV, et ne peut être extrapolée directement aux minéraux de composition différente.

CARACTERES OPTIQUES

Quelques propriétés optiques de biotites vertes alpines ainsi que du phlogopite de Combe-de-Champ et de la biotite brune d'Ambin (anté-alpine) sont données dans le tableau 8. L'indice de réfraction est influencé surtout par les teneurs en fer ferrique et en titane, un peu aussi par celle en fer ferreux. En le mettant en relation avec la somme $FeO + 2(Fe_2O_3 + TiO_2)$, HEINRICH (1946) a obtenu une courbe à peu près droite, qui est reprise dans la fig. 12.

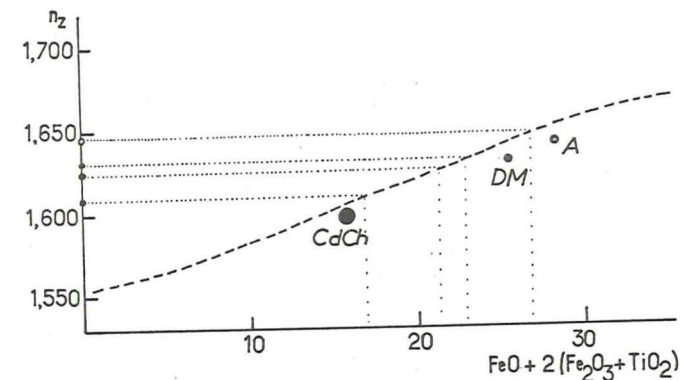


Fig. 12. - Biotite et phlogopite : relation entre indice de réfraction n_z et teneur en fer et titane. La courbe est de HEINRICH (1946). Les pointillés montrent à quelle composition pourraient correspondre les indices de 4 biotites non analysées (par ordre de n_z décroissant : Ambin, Dora-Maira, Mont Blanc et Roc du Bourget). Symboles pleins : biotites alpines ; symboles creux : biotites anté-alpines. CdCh : Combe-de-Champ. A : Ambin. DM : Dora-Maira.

Dans ce diagramme les valeurs de leurs indices mènent pour les biotites dont on n'a pas les analyses aux valeurs suivantes :

Roc du Bourget, éch. n° 88	$FeO + 2(Fe_2O_3 + TiO_2)$: 17 % poids
Mont Blanc (von RAUMER)	21
Dora-Maira, BAHEZRE et al.	23
Saut de l'Ouille, Ambin, n° 1084	27

Il est admis (HAYAMA, 1959) que la couleur verte des biotites est due à la fois à l'état d'oxydation du fer et à une faible teneur en titane. RIMSAITE (1957) cite les chiffres suivants, correspondant à l'apparition de la teinte verte : $Fe^{III}/Ti > 1,0$ et $Fe^{III}/Fe > 0,17$.

Stilpnomélane

Le stilpnomélane est un minéral relativement fréquent dans les Alpes occidentales. Il affecte les roches à chimisme acide et les gisements métalliques ferrifères, mais on peut le trouver aussi dans les roches basiques. Souvent très petit, pourvu en outre de son clivage transverse caractéristique, il ne se laisse pas séparer aisément et les essais sur matériel de la Vanoise se sont soldés par des échecs.

L'analyse nouvelle présentée ici est celle d'un ferristilpnomélane (n° 638) provenant de la zone piémontaise à l'Est de Briançon ; il est associé à un gisement ferrifère où apparaît de la deerite [BOCQUET et FORETTE, 1973]. Pour cet échantillon (cf. carte de la fig. 10), ainsi que pour quatre autres analyses de stilpnomélane des Alpes occidentales, les paragenèses, localisations et références des roches hôtes sont rappelées ci-dessous :

- roche à quartz, ferristilpnomélane, amphibole sodique (crossite), deerite, chlorite (brunsvigite), calcite, apatite, magnétite, pyrite, chalcoppyrite. Zone piémontaise. 7 km Est de Sestriere (Italie). hameau de Troncea, "minière del Beth-Ghinivert". Analyse nouvelle.
- roche à quartz, ferristilpnomélane, amphibole sodique, deerite, grenat, calcite, rutile, magnétite, hématite, pyrite. Massif d'Ambin, groupe d'Ambin (Stéphano-Permien ?). W de Salbertrand (Italie). GAY [1966, 1972].
- filonnets quartzeux dans : schiste à quartz, mica blanc, amphibole sodique, chlorite, albite, calcite, ankérite, tourmaline, apatite, sphène, pyrite, hématite et ilménite. Zone piémontaise. S Sestriere (Italie), val Chisonetto, W du M. Banchetta. CARON (1970).
- orthogneiss à quartz, phengite, biotite verte, grenat, chlorite, épidote, feldspath potassique. Zone Sesia-Lanzo, val Sesia, Piode. LATTARD [1973].
- gneiss à quartz, phengite, albite, biotite + chlorite, amphibole. Zone Sesia-Lanzo, val Soana. LATTARD [1973].

Des diagrammes de poudre ont en outre été effectués sur les échantillons suivants (auxquels peut s'ajouter un diagramme de stilpnomélane du Mont Blanc, publié par von RAUMER, 1969) :

- gneiss à qz-ab-mu-ferristilpnomélane-ép-chl-amph bl v-sph-zi. Socle anté-namurien de Vanoise méridionale, Termignon.
- fissures à quartz et ferristilpnomélane coupant un quartzite à riebeckite, aëgyrine et accessoires. Zone piémontaise, Saint-Véran, déblais de la mine de Cu.
- granite du Mont Blanc. Von RAUMER [1969].

CHIMISME

L'analyse chimique du stilpnomélane de Troncea est présentée dans le tableau 9, ainsi que ses proportions atomiques que l'on peut comparer à celles des stilpnomélanes d'Ambin, de Sestriere et de Sesia-Lanzo. Les analyses des deux premiers échantillons ont été recalculées afin d'éliminer le quartz resté dans les poudres analysées [Ambin : -2,5 % poids SiO_2 ; Sestriere : SiO_2 = 46,00 %, c'est-à-dire -12,24 %].

La base de calcul de Si = 8 atomes est la plus généralement employée étant donné le manque d'accord sur la formule exacte du stilpnomélane. Mais on exclut, ce faisant, la possibilité d'Al dans les tétraèdres. HUTTON [1938, in DEER et al., 1962, III] a proposé une formule en $\text{Si}_{12}\text{O}_{30}$ et GRUNER (1944, in DEER et al., 1962, III) une formule à 23 ou 24 oxygènes pour 8 Si. Si on calcule les proportions atomiques du stilpnomélane de Troncea sur une base anhydre de 20 oxygènes, ou une base hydratée de 30 (O,OH) comme le fait HUTTON [1956], les tétraèdres ne sont remplis qu'en ajoutant la totalité d'Al, Ti et une partie du Fe^{III} ($\text{Si}_{16,32}\text{Al}_{10,77}\text{Ti}_{0,01}\text{Fe}^{III}_{0,91}$). Une base anhydre de 23 ou 24 oxygènes semble plus plausible et les proportions atomiques des cinq stilpnomélanes analysés dans les Alpes occidentales, calculées sur la base de 24 oxygènes, figurent aussi sur le tableau 9. CHAUVEL [1973] a utilisé une base anhydre de 11 oxygènes (demi-maille).

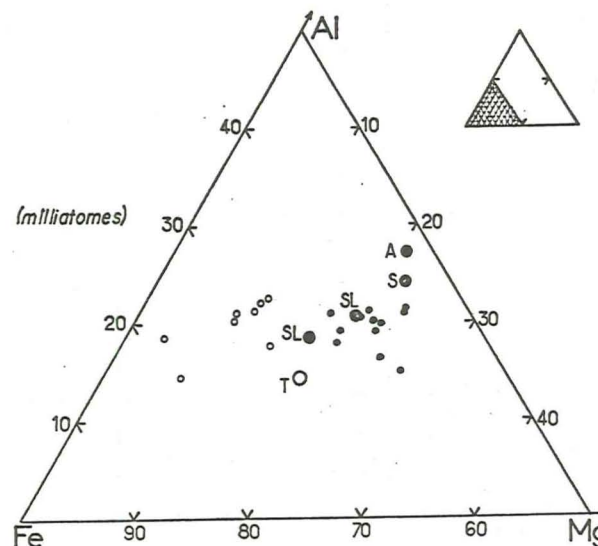


Fig. 13. - Stilpnomélane : diagramme triangulaire Al-Fe-Mg. Échantillons des Alpes occidentales (grands symboles) et d'ailleurs (petits symboles). T : Troncea, analyse nouvelle. A : Ambin. S : Sestriere. SL : Sesia-Lanzo. Symboles pleins : échantillons de micaschistes ou de gneiss. Symboles creux : échantillons de gisements métallifères, de skarns ou de filons.

Tableau 9. - Stilpnomélane : données chimiques

% p o i d s éch. Troncea (CRPG)					
SiO ₂	45.62	MgO	4.48	P ₂ O ₅	0.16
Al ₂ O ₃	4.72	MnO	0.09	PF	7.40
Fe ₂ O ₃	26.95	CaO	0.89	Total	99.52
TiO ₂	0.09	Na ₂ O	0.08		
FeO	7.05	K ₂ O	1.20		

p r o p o r t i o n s a t o m i q u e s

échant. Troncea	base Si = 8					base O = 24				
	Ambin	Sestriere	SL 1427	SL 381		Troncea	Ambin	Sestriere	SL 1427	SL 381
Si	8.000	8.000	8.000	8.000	8.000	7.581	7.461	7.522	7.827	7.753
Al ^{IV}	-	-	-	-	-	0.419	0.539	0.478	0.173	0.247
Al ^{VI}	0.970	1.874	1.567	1.510	1.371	0.500	1.209	0.995	1.304	1.081
Fe ³⁺	3.551	2.589	2.768	4.386	4.820	3.366	2.415	2.602	4.291	4.672
Ti	0.011	-	0.084	-	-	0.010	-	0.079	-	-
R ³⁺	4.532	4.463	4.419	-	-	3.876	3.624	3.676	-	-
Fe ²⁺	1.033	1.028	0.700	-	-	0.979	0.958	0.658	-	-
Mg	1.170	1.411	1.399	1.432	1.202	1.109	1.316	1.316	1.402	1.165
Mn	0.011	0.101	0.084	0.121	0.202	0.010	0.094	0.079	0.119	0.196
R ²⁺	2.214	2.540	2.183	-	-	2.098	2.368	2.053	-	-
Ca	0.169	0.252	0.198	0.055	0.022	0.160	0.235	0.187	0.054	0.022
Na	0.032	0.121	0.272	0.154	0.112	0.030	0.113	0.255	0.151	0.109
K	0.263	0.383	0.668	0.386	0.348	0.250	0.357	0.628	0.377	0.338
Total	15.210	15.759	15.740	16.044	16.077	14.414	14.697	14.799	15.698	15.583
Fe ³⁺ / R ²⁺ +Fe ³⁺	0.62	0.51	0.56	-	-	0.62	0.55	0.56	-	-
R ³⁺ / R ²⁺ +R ³⁺	0.67	0.64	0.67	-	-	0.65	0.61	0.64	-	-

Les proportions atomiques ont été calculées sur la base habituelle de Si = 8 et sur celle de O = 24 (cf. GRUNER, 1944, in DEER, HOWIE et ZUSSMAN 1962, III).

Les analyses des échantillons d'Ambin (GAY, 1972) et de Sestriere (CARON, 1971) ont été recalculées afin d'éliminer le quartz resté dans la poudre (déduction de 2,5 et 12,24 % de silice respectivement, ce dernier chiffre afin d'obtenir un pourcentage arbitraire de 46,0 % SiO₂).

Les échantillons SL 1427 et SL 381 proviennent de la zone Sesia-Lanzo (LATTARD, 1974).

Les formules structurales ont été recalculées.

Dans un diagramme Al-Fe_{tot}-Mg (fig. 13) le stilpnomélane de Troncea se distingue de ceux d'Ambin et de Sestriere par sa forte teneur en Fe et sa teneur faible en Al. Diverses analyses publiées, provenant de diverses parties du monde, ont été reportées sur le même diagramme. Deux groupes s'individualisent, l'un à teneur plus faible en fer, formé par les échantillons provenant de schistes et gneiss, l'autre plus riche en fer, formé par ceux provenant de gisements métallifères, de filons et de skarns. Dans ces groupes Mg varie en fonction inverse de Fe, tandis qu'Al reste à peu près constant.

DONNEES RADIOCRISTALLOGRAPHIQUES

Les résultats du diagramme de poudre du stilpnomélane de Troncea sont donnés en annexe (p. 158). Pour 3 échantillons (Troncea, Saint-Véran et Termignon) les paramètres de maille ont été calculés suivant une maille monoclinique à partir des raies des diagrammes de poudre, indexées suivant la fiche ASTM n° 17-505. Les valeurs obtenues et celles de dgg1 sont données dans le tableau 10.

Tableau 10. - Stilpnomélane : données radiocristallographiques et optiques.

échant.	Troncea 638	St-Véran 669	Termignon 987	Ambin	Sestriere
d(001)	12.13	12.00	12.13	12.11	12.3
a _o (Å)	5.438	5.430			
± (σ)	0.056	0.062			
b _o (Å)	9.403	9.388			
± (σ)	0.029	0.032			
c _o (Å)	12.134	12.094			
± (σ)	0.036	0.040			
β (°)	91.25	91.59			
± (σ)	0.03	0.03			
volume (Å ³)	620.3	616.3			
±	10.5	9.2			
n _z ≈ n _y	1.698 ± 0.002	1.669 ± 0.002	1.684 ± 0.002	1.670 ± 0.001	1.715 ± 0.005
n _x	1.610 ± 0.004			1.586 ± 0.002	1.620 ± 0.005
Δ	0.088 ± 0.006			0.084 ± 0.003	0.095 ± 0.010

Les paramètres réticulaires ont été calculés suivant une maille monoclinique. Calculés suivant une maille hexagonale, ceux de l'échantillon n° 638 sont : a_o : 10.267 ± 0.182 ; c_o : 12.212 ± 0.117 ; volume : 1 114.8 ± 50.8. L'écart-type est nettement plus fort suivant ce mode de calcul qui semble moins adapté.

CARACTERES OPTIQUES ET DENSITE

Les valeurs des indices de réfraction des stilpnomélanes de Troncea, de Saint-Véran et de Termignon se trouvent dans le tableau 10. Le pléochroïsme des échantillons étudiés est brun très foncé suivant n_z , jaunâtre suivant n_x . Parfois apparaît une faible nuance verdâtre.

Les valeurs des indices de réfraction et de la biréfringence sont en relation nette avec l'état bi ou trivalent des éléments en position octaédrique (c'est-à-dire avec le rapport Fe^{III}/R^{III}). Les diverses courbes proposées (HUTTON, 1938, 1945, 1956 ; HABERLE, 1969 ; DEER *et al.*, 1962, III) sont assez voisines. CHAUVEL (1973) a noté que la meilleure corrélation se fait avec le rapport $Fe^{III}/Fe^{III}+R^{III}$. Les stilpnomélanes alpins sont reportés dans le diagramme de DEER *et al.* (fig. 14) et se situent non loin des courbes proposées par ces auteurs. Les échantillons de Saint-Véran et de Termignon auraient, d'après leurs caractères optiques, les proportions suivantes :

$100R^{III}/R^{III}+R^{II}$ = environ 54 et 60 % respectivement.

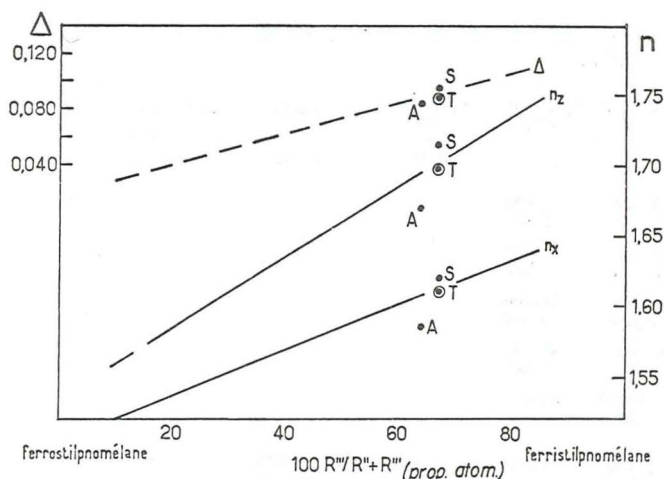


Fig. 14. - Stilpnomélane : indices de réfraction et biréfringence en fonction des proportions $R^{III}/R^{III}+R^{II}$. Les courbes indiquées sont tirées de DEER *et al.*
T : Troncea. A : Ambin. S : Sestriere.

D'après E.H. BROWN (1971) et FREY *et al.* (1973) la couleur brune du stilpnomélane est surtout liée à une teneur plus faible en K_2O et aussi à l'état oxydé de Fe ; ferristilpnomélane et stilpnomélane brun ne seraient donc pas synonymes, pas plus que ferrostilpnomélane et stilpnomélane vert.

La densité du stilpnomélane de Troncea est d'environ 2,85.

Pyrophyllite

Le contact de dolomies triasiques avec une roche hyperalumineuse à chloritoïde du Jurassique de Vanoise a fourni à Pralognan, au ravin des Prioux (localisation : voir fig. 10 ; éch. n° 508), des amas de pyrophyllite pure. Sa couleur (blanc à peine verdâtre), sa dureté faible (rayable à l'ongle) et ses propriétés optiques l'ont fait tout d'abord confondre avec du talc (BOCQUET, 1971). Le prélèvement de poudre pour l'analyse a été effectué directement à la main sur l'échantillon. La pyrophyllite est aussi signalée dans la paragenèse de la roche à chloritoïde elle-même (GOFFE *et al.*, 1973).

CHIMISME

Les résultats de l'analyse chimique (tableau 11) mènent à des proportions atomiques, calculées sur la base de 24 (O,OH) à peu près théoriques. L'Al est presque entièrement octaédrique. Un peu de Fe^{III} (0,05 en proportion atomique) et de Na (0,06) constituent les seules substitutions dans la formule.

Tableau 11. - Pyrophyllite : données chimiques, radiocristallographiques et optiques. Les paramètres réticulaires ont été calculés suivant une maille monoclinique.

% poids (CRPG)		prop. atomiques base (O,OH) = 24		données R.X.	
SiO ₂	66.09	Si	7.964	a.	5.116 ± 0.047 Å
Al ₂ O ₃	28.17	Al ^{IV}	0.036	b.	8.973 ± 0.068 Å
Fe ₂ O ₃	0.58	Al ^{VI}	3.965	c.	18.604 ± 0.120 Å
TiO ₂	tr	Fe ³⁺	0.051	β	98.651 ± 0.012°
FeO	0.02	R ³⁺	4.016	volume	844.3 ± 19.7 Å ³
MgO	0.01	Fe ²⁺	-	d(001)	9.215 Å
MnO	tr	Mg	-	b. mesuré	8.962 Å
CaO	0.02	Mn	-	c. sin β	9.202 ± 0.059 Å
Na ₂ O	0.24	Ca	-	données optiques	
K ₂ O	tr	Na	0.058	n _z	1.601 ± 0.001
P ₂ O ₅	tr	K	-	n _y	1.589 ± 0.001
H ₂ O ⁺	4.89	(OH)	3.929	n _x	1.555 ± 0.001
CO ₂	0.14	Total	16.003	Δ	0.046 ± 0.002
H ₂ O ⁻	0.15				
Total	100.31				

DONNEES RADIOCRISTALLOGRAPHIQUES

Les résultats du diagramme de poudre sont donnés en annexe (p. 159). La présence de raies à 3.48, 3.17, 2.97 et 2.71 Å semble indiquer une maille triclinique, mais il n'est pas exclu qu'il y ait un mélange avec une maille monoclinique, comme en témoignerait le groupe à 4.25, 4.17 et 4.09 Å (BRINDLEY et WARDLE, 1970).

Les valeurs de d_{001} et de b_0 (celle-ci calculée à partir de la raie 060) sont données au tableau 11, ainsi que les paramètres réticulaires calculés à partir des raies du diagramme de poudre, indexées suivant une maille monoclinique (fiche ASTM n° 12-203). Le calcul suivant une maille triclinique n'a pas été effectué. La grandeur du σ pour les valeurs obtenues pour une maille monoclinique ne se retrouverait vraisemblablement pas avec un calcul mené suivant une maille triclinique. La position de la raie 060 à 1.49 Å permet de distinguer la pyrophyllite du talc pour lequel cette raie se situe à environ 1.52 Å.

DONNEES OPTIQUES

Les valeurs des indices de réfraction et de la biréfringence de ce minéral figurent également au tableau 11.

Talc

Le talc est un minéral assez courant dans les lentilles ultrabasiques de la zone piémontaise. On l'y trouve en amas généralement de petites dimensions, au maximum quelques centimètres, parfois associés à d'autres minéraux tels que des amphiboles calco-sodiques. De ce type d'association provient le talc dont les résultats du diagramme de poudre figurent en annexe (p. 159). Son gisement est situé à Bramans, au-dessus du hameau du Villaron, dans la zone piémontaise (localisation : voir fig. 11 ; éch. n° 1061).

Les paramètres de maille calculés à partir des raies du diagramme de poudre, indexées suivant la fiche ASTM n° 15-558 et les propriétés optiques sont les suivants :

a_0	$= 5.304 \pm 0.004 \text{ Å}$	n_z	$= 1.589 \pm 0.001$
b_0	$= 9.175 \pm 0.004 \text{ Å}$	n_y	$= 1.588 \pm 0.001$
c_0	$= 18.920 \pm 0.015 \text{ Å}$	n_x	$= 1.543 \pm 0.003$
β	$= 98.55 \pm 0.004^\circ$	Δ	$= 0.046 \pm 0.004$
volume	$= 910.5 \pm 1.8 \text{ Å}^3$	2V	: impossible à mesurer
$c_0 \sin \beta$	$= 9.362 \pm 0.008 \text{ Å}$		

Un talc provenant d'un talcschiste à actinote en bordure de serpentinites a été analysé par NICOLAS (1966, fiche n° 59). On trouve d'autres analyses dans VIALON (1966, p. 44, 46 et 96) ; l'âge alpin de ces derniers échantillons, qui sont associés à des micaschistes anté-triasiques, a été mis en doute par MICHARD (1967).

L'appellation de talcschiste avait autrefois été souvent utilisée à tort pour les micaschistes à grain fin, dits aussi séricitoschistes.

Serpentine

Les minéraux serpentiniteux ont fait l'objet d'une étude aux RX limitée à 35 échantillons choisis pour représenter différents faciès des serpentinites depuis le Versoyen et la Vanoise jusqu'en Queyras. Leur localisation est représentée dans la *fig. 15*. Les minéraux étudiés n'ont pas été concentrés : on a simplement choisi dans la roche la partie apparemment la plus riche en minéraux serpentiniteux.

Sur un diffractogramme de poudre l'antigorite se distingue assez facilement de la lizardite et du chrysotile. Ces deux dernières espèces minérales se différencient par contre plus difficilement, de même que l'ortho du clinochrysotile. Les critères employés sont ceux qui ont été proposés par WHITTAKER et ZUSSMAN (1956). L'antigorite se caractérise par un plus faible nombre de raies que les deux autres espèces, parmi lesquelles :

- la raie 16.01 forte 2.52 Å
- la paire forte 24.30 à 1.563 Å et 060 à 1.541 Å
- une raie vers 6 Å, cependant rarement visible.

La lizardite a :

- une raie 202 ≤ 2.50 Å
- une paire de forte intensité à 1.535 Å [060] et 1.503 Å [208]
- une raie 310 toujours présente à 1.740 Å (absente dans le clinochrysotile)
- pas de raie à 7 impair.

La distinction entre lizardite et clinochrysotile est beaucoup plus délicate et se fait au mieux par l'étude de l'ensemble du diagramme. L'orthochrysotile peut se distinguer aux RX du clinochrysotile, mais non de la lizardite dont la symétrie est également orthorhombique. La bastite est un faciès macro et microscopique qui désigne la pseudomorphose serpentiniteuse de pyroxène ; ce n'est donc pas une espèce minérale. Il s'agit le plus souvent de lizardite.

Chimiquement l'antigorite se distingue du groupe des lizardites et des chrysotiles par une teneur plus faible en MgO et H₂O, plus forte en Si et une valeur élevée du rapport FeO/(FeO+Fe₂O₃+Al₂O₃) (FAUST et FAHEY, 1962 ; PAGE, 1968 ; WHITTAKER et WICKS, 1970). Par rapport à la lizardite, le chrysotile serait plus riche en H₂O et en MgO, et le fer y serait moins oxydé. Les trois minéraux ne seraient donc pas des polymorphes.

L'identification de l'espèce de serpentine ne peut se faire parfaitement au microscope. Des indications sont cependant : un faciès lamellaire pour l'antigorite et la lizardite, fibreux pour le chrysotile ; l'angle des axes optiques très faible pour la lizardite ; une biréfringence plus forte pour les chrysotiles.

Tableau 12. - Serpentinites : identification minéralogique (RX)
Le minéral le plus abondant est souligné.

n°	provenance	aspect	minéraux identifiés
103-v	Mt Jovet, Prajourdan	massive, verte	<u>antig</u> , bru, cc
826	Cervièrès, les Fonds	massive	<u>antig</u> , chl, bru?
852	Ristolas, la Lauze	massive, sombre	<u>antig</u> , bru?, pyr?, ma?
862	Ceillac, Prés Bergers	massive, sombre	<u>antig</u> , <u>liz</u> , bru?, chl, talc
883	Termignon, la Girarde	vert clair	<u>antig</u> , bru
885	Termignon, le Villard	fibreuse	<u>antig</u>
989	Cesana, Mt Cruzeau	massive, sombre	<u>antig</u> , <u>chrys</u>
1000	Cervièrès, Péas	massive, sombre	<u>antig</u>
1014	Meyriès, Péas	amiante	<u>antig</u> , cc
1026	Col de l'Iseran	massive, sombre	<u>antig</u> , pyr?, bru?
1193	Bonneval, Ouille du M.	foliée, vert moyen	<u>antig</u> , ma, chl, pyr?, bru?
1194	idem	fibreuse, blanche	<u>antig</u> , ma?, chl, pyr?, bru
1215	Avérole, Lombarde	massive, sombre	<u>antig</u> , talc
1225-m	Sassièrè, Lac Noir	massive, sombre	<u>antig</u> , chl, pyr?, bru?
1225-f	idem	fibreuse	<u>antig</u> , bru?
1239	Bonneval, Ouille du M.	massive, claire	<u>antig</u> , chl, ma, pyr?, bru?
1243	idem	massive, claire	<u>antig</u> , bru, ma
Ant. 96	Versoyen, S Pte Rousse	massive, sombre	<u>antig</u> , ma
Cell/12	Ceillac, tor. Oliviers	fibreuse	<u>antig</u> , pyr
Monal	Ste-Foy-cn-T., Monal	amiante	<u>antig</u> , amph
MQ. 99	Molines, Casse Ronde	massive, sombre	<u>antig</u> , chl
Pe. 14	Ristolas, Pelvas	massive, sombre	<u>antig</u> , chl, bru, pyr, ma, amph?
Ta. 42	Ristolas, la Taillante	massive, sombre	<u>antig</u> , chl, pyr, bru?, ma?
103-b1	Mt Jovet, Prajourdan	fibreuse, claire	<u>antig</u> , <u>amph</u> , cc
SV. 215	St-Véran, SW Toillies	massive + amiante	<u>antig</u> , <u>amph</u> , chl, pyr?, ma?
VP. 57	Meyriès, Péas	amiante	<u>antig</u> , <u>amph</u>
Môlard	Bessans, le Villaron	fibreuse, amiante	<u>antig</u> , <u>amph</u> , cc
1013	Meyriès, Péas	amiante	<u>amph</u> , <u>liz</u> -chrys
Ma. 8	haute Ubaye, Maurin	massive, sombre	<u>amph</u> , <u>antig</u> , chl
MQ. 51	Molines, val. Longet	amiante	<u>amph</u> , chrys, bru?
511	Termignon, les Prioux	massive, verte	<u>orchrys</u> , clchrys, liz?
Ch. 136	Chenaillet, col E	fibreuse, dorée	<u>orchrys</u> , clchrys, bru?, pyr?
Ch. 192	Chenaillet, S cols	massive, sombre	<u>orchrys</u> , clchrys, bru?
1285	St-Véran, Pic Marcel	vert vif	<u>orchrys</u> , bru?

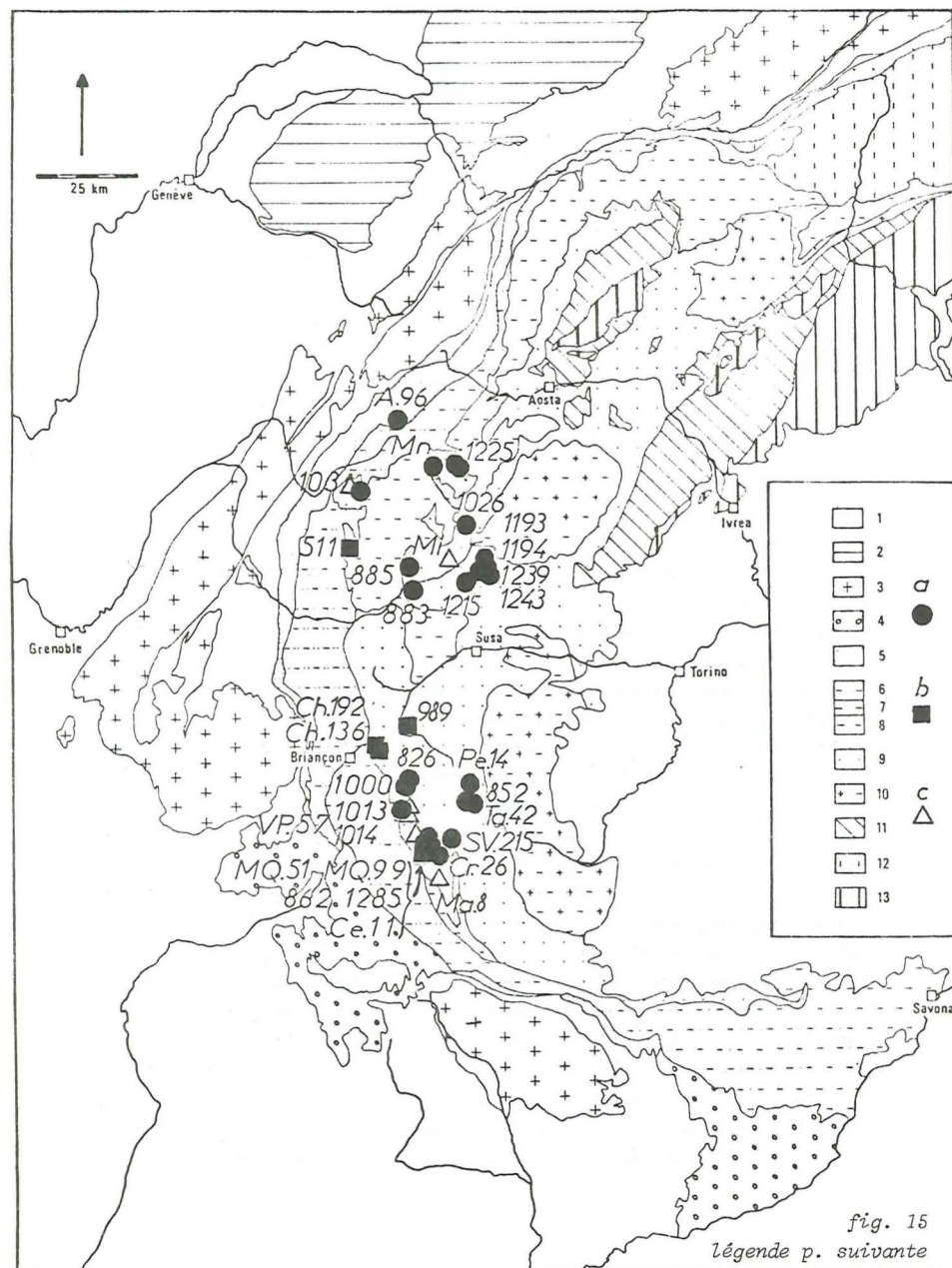


fig. 15

légende p. suivante

Les résultats de l'étude diffractométrique des minéraux serpentineux sont exposés dans le tableau 12 que l'on peut résumer ainsi.

Les faciès massifs, de couleur sombre le plus souvent, sont formés d'antigorite, avec parfois des minéraux accessoires : brucite, chlorite, calcite, magnétite. A l'antigorite se mêle parfois un peu de lizardite ou de chrysotile.

Le chrysotile, seul ou avec parfois un peu de lizardite et/ou de brucite, correspond à un faciès macroscopique en fibres dorées, d'où il tire son nom, ou à un faciès vert massif. Un de ces gisements mérite d'être noté, c'est celui de Pralognan : un fragment de serpentinite a été trouvé, au ravin des Prioux, parmi les éléments d'une brèche à ciment dolomitique d'aspect de cargneule. Il faut souligner qu'il s'agit là de chrysotile, non d'antigorite comme presque partout ailleurs dans les roches vertes piémontaises : ce n'est qu'au Montgenèvre et à Cesana-Torinese que l'on trouve aussi du chrysotile massif, ainsi que dans les ultrabasites des nappes des Préalpes (VUAGNAT, 1968 ; BERTRAND, 1971).

Le faciès asbeste montre l'association de serpentine (surtout chrysotile, lizardite, parfois antigorite) avec une amphibole qui semble appartenir à la série trémolite-actinote. La serpentine ou l'amphibole peut être prépondérante. Dans les Alpes occidentales l'amiante est donc le plus souvent un mélange d'amphibole et de serpentine (surtout de chrysotile). Des analyses d'amphibole en faciès asbeste, citées par LACROIX (1962, II), montrent des chimismes de hornblende actinotique calcique ou ferro-actinote calcique.

A la brucite ont été attribuées les raies assez fréquentes à 4.8, 3.37 et 1.80 Å ; elle n'est jamais abondante.

Quelques roches d'aspect serpentineux se sont révélées formées de chlorite, notamment une roche d'un vert très sombre portant des traces de Cu, associée au massif basique de la Saulire. à Champagny-Laisonnay, en Vanoise septentrionale. En lame mince l'échantillon étudié se montre fait d'un feutrage de petits minéraux phylliteux d'un vert bleuté pâle, non dispersifs, polarisant dans les gris. Le diffractogramme de poudre est celui d'une chlorite pure, magnésienne. ELLENBERGER (1958a) parle de serpentinite à cet endroit. Il pourrait s'agir de la même roche et celle-ci pourrait constituer une transformation chloriteuse d'une serpentinite. Mais il n'est bien sûr pas exclu qu'il se trouve effectivement de la serpentinite dans ce petit massif.

D'autres données diffractométriques, chimiques et optiques, concernant les minéraux serpentineux des Alpes occidentales se trouvent dans CAILLERE (1936 : repris dans FAUST et FAHEY, 1962 ; Valais et Piémont), NICOLAS (1966 ; massifs ophiolitiques des Stura di Ala et di Viù et massif ultrabasique de Lanzo), BEARTH (1967 ; zone de Zermatt-Saas), PUSZTASZERI (1968 ; massif du Chenaillet, Montgenèvre), KOEHN (1969 ; Mte Cruzeau, Cesana-Torinese), QUODIER (1971 ; massif ultrabasique de Lanzo), STEEN (1972 ; massif ophiolitique de la haute Ubaye).

Fig. 15. - Serpentes : carte de localisation des échantillons.
Légende structurale : voir fig. 1.
a. Antigorite prédominante. b. Chrysotile prédominant.
asbeste prédominante.

Fig. 16

Chlorite

La chlorite est certainement le minéral le plus ubiquiste des Alpes occidentales, puisqu'il n'y a guère que certaines roches ultrabasiques ou carbonatées qui puissent en être dépourvues. C'est un des premiers minéraux à cristalliser dès le sommet de l'épizone et ailleurs on le trouve souvent en altération d'amphiboles, de grenats ou d'autres minéraux.

17 chlorites ont été séparées et analysées. Leur localisation est donnée sur la carte de la fig. 16, sur laquelle sont inscrites aussi quelques chlorites dont on possède seulement des données radiocristallographiques ou optiques. Le tableau 13 donne les coordonnées et les caractéristiques des roches d'origine.

CHIMISME

Les résultats des analyses chimiques (% d'oxydes et proportions atomiques) sont rassemblés sur le tableau 14. Les proportions atomiques ont été calculées sur la base anhydre de 28 oxygènes, correspondant à une maille entière. Une base anhydre a été préférée, car 8 des 17 chlorites analysées montrent moins de 9,5 % d'eau de constitution, chiffre considéré par FOSTER (1962) comme le minimum pour une chlorite normale. L'origine de ces teneurs faibles peut être recherchée en partie dans l'état d'oxydation du fer : il y aurait eu transformation secondaire de Fe^{2+} en Fe^{3+} avec libération de l'hydrogène. Dans cette hypothèse l'oxydation du fer serait donc acquise. Sur les 17 chlorites analysées on voit en effet que :

- celles qui ont moins de 4 % Fe_2O_3 (5 échantillons) ont plus de 10 % H_2O^+
- celles qui ont moins de 9,4 % H_2O^+ (6 échantillons) ont plus de 12 % Fe_2O_3
- (les autres échantillons ont plus de 9,4 % H_2O^+ et des teneurs en Fe_2O_3 plus dispersées.

Fig. 16. - Chlorites : carte de localisation des échantillons étudiés.

Légende structurale : voir fig. 1.

Symboles pleins : données chimiques et physiques. Symboles creux : données physiques seulement.

a. Chlorites des calcaires et marbres de la couverture briançonnaise. b. Chlorites des micaschistes et metabasites du socle briançonnais. c. Chlorites des micaschistes et micaschistes piémontais (Schistes lustrés). d. Chlorites des phyllonites piémontaises. e. Chlorites des filons, concentrations, etc.

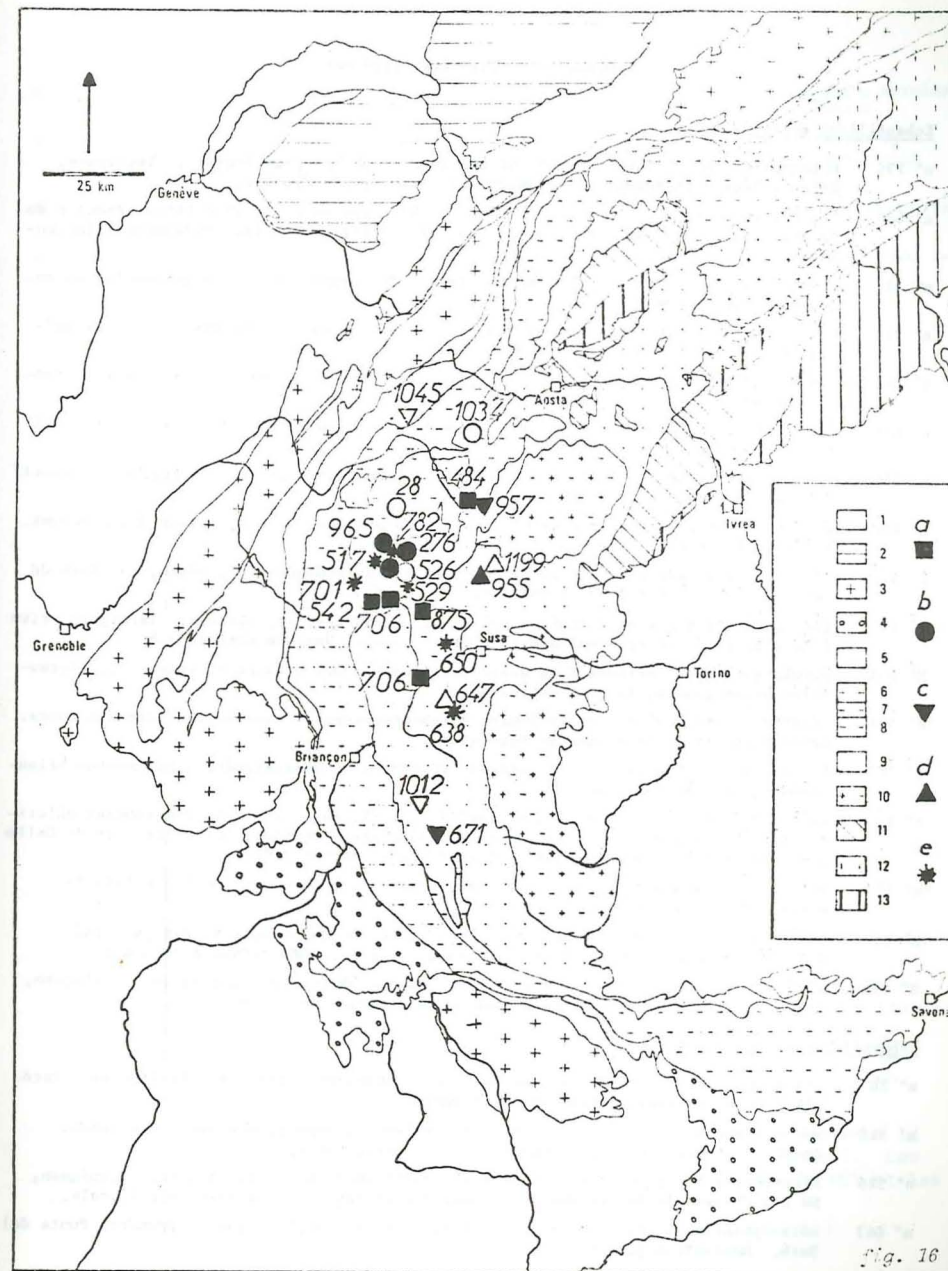


Fig. 16

Tableau 13. - Chlorites étudiées

Echantillons analysés

- n° 276 micaschiste chloriteux : qz-mica bl-chl-ab-cc-amph Na-ép-ap-opaques. Termignon, Entre-2-Eaux. Anténamurien Briançonnais, Vanoise méridionale.
- n° 484 "marbre chloriteux" : cc-mica bl-chl-qz-ab-bi v-sph-ap-zi. Val-d'Isère, éboulis de la Tsanteleina au-dessus du pont St Charles. Crétacé supérieur-Paléocène Briançonnais.
- n° 517 nodule quartzo-chloriteux dans micaschiste. Pralognan, Nants. Anténamurien Briançonnais, Vanoise méridionale.
- n° 529 veine chlorito-albitique + qz dans micaschiste. Termignon, NW des chalets de Bel-lecombe. Anténamurien Briançonnais, Vanoise méridionale.
- n° 542 "marbre chloriteux" : cc-mica bl-chl-qz-ab-ép. Roc du Bourget (E de Modane). Crétacé supérieur-Paléocène Briançonnais, Vanoise méridionale.
- n° 638 quartzite à stilpnomélane : qz-stilp-chl-deerite-cc-opaques. Tronca, minière del Beth-Ghinivert. Mésozoïque piémontais.
- n° 650 veine quartzo-chloriteuse. Col d'Ambin. Paléozoïque supérieur Briançonnais, massif d'Ambin.
- n° 662 marbre à crossite : cc-cr-mica bl-chl-bi v-ab-opaques. Ulzio, molino della Beaume. Trias (inférieur ?) Briançonnais, massif d'Ambin.
- n° 671 micaschiste à lawsonite : mica bl-qz-lw-ab-chl-sph-opaques. St-Véran, carrière de serpentinite. Mésozoïque piémontais.
- n° 680 glaucophane à grenat : amph Na-sph-ép-chl-gr-ab-cc-qz-ap-opaques. Termignon, rive S du glacier du Pelve. Anténamurien Briançonnais, Vanoise méridionale.
- n° 701 nodule quartzo-chloriteux dans quartzite micacé. Col d'Aussois, versant S. Perm-Trias Briançonnais, Vanoise méridionale.
- n° 706 "marbre chloriteux" : cc-cr-chl-mica bl-ab-qz-opaques. Aussois, carrière des Lozes. Crétacé supérieur-Paléocène Briançonnais.
- n° 782 concentration chloriteuse. Termignon, versant E de Chasseforêt. Anténamurien Briançonnais, Vanoise méridionale.
- n° 875 calcaire à épigénies chloriteuses (de??) : cc-chl-ab-mica bl-pseudomorphoses chlorito-calciteuses d'amphibole-sph-qz-ép-tour-opaques. Bramans, entre les cols de Bellecombe et de l'Arella. Mésozoïque Briançonnais, massif d'Ambin.
- n° 955 méta-ophiolite à actinote et mica blanc potassique. Bessans, vallon d'Avérole, Entre-2-Ris. Mésozoïque piémontais.
- n° 957 micaschiste carbonaté à grenat : mica bl-gr-cc-chl-qz-ab-sph-ru-opaques. Val-d'Isère, moraine du glacier des sources de l'Isère. Mésozoïque piémontais.
- n° 965 micaschiste à glaucophane : mica bl-fegl-qz-chl-ab-tour-zi-ru-opaques. Pralognan, cirque du Dard. Anténamurien Briançonnais, Vanoise méridionale.

Echantillons non analysés

- n° 28 veine de chlorite oxydée dans metabasite. Champagny, Laisonnay, la Sauvire. Anténamurien Briançonnais, Vanoise méridionale.
- n° 516 micaschiste à glaucophane : qz-mica bl-fegl-chl-cc-sph-ap-opaques. Pralognan, Nants. Anténamurien Briançonnais, Vanoise méridionale.
- n° 526 micaschiste à glaucophane : qz-mica bl-cr-chl-ab-ép-tour-zi-opaques. Termignon, NW des chalets de Bellecombe. Anténamurien Briançonnais, Vanoise méridionale.
- n° 647 méta-ophiolite à glaucophane : cr-chl-cc-ab-mica bl-sph-opaques. Tronca, Punta del Beth. Mésozoïque piémontais.

- n° 682 ovardite à grenat : qz-ép-ab-chl-cc-sph-amph Na-mica bl-gr-tour. Termignon, moraine du versant E de Chasseforêt. Anténamurien Briançonnais, Vanoise méridionale.
- n° 1012 calcschiste à glaucophane et lawsonite : cc-amph Na-qz-mica bl-ab-chl-lw-sph-ép-tour. Meyriès, vallon de Péas, au-dessus et à l'E de la carrière de serpentinite. Mésozoïque piémontais.
- n° 1034 micaschiste à glaucophane : qz-mica bl-amph Na-chl-ab-sph-zi. Ste-Foy-en-Tarentaise, moraine de l'Avernet. Anténamurien Briançonnais, massif du Ruitor.
- n° 1045 glaucophanoschiste à jadéite et chloritoïde : fegl-ab-qz-cc-mica bl-jd-ctd-sph-bi v-ap-chl-amph bl v-ru-opaques. Pointe Clapey, zone du Versoyen. Mésozoïque.

Les résultats de plusieurs analyses ont été corrigés en fonction des impuretés non séparées dont la présence a été confirmée par les RX. Ces impuretés, en général des inclusions à l'intérieur des grains, étaient constituées de mica blanc, calcite, quartz, sphène, amphibole. L'échantillon n° 782 renferme beaucoup de Ca (1,35 % CaO) que l'on n'a pas déduit, ne sachant pas à quel minéral calcifère l'attribuer.

La nomenclature des chlorites est fonction des degrés de substitution de Si par Al, de Mg par Fe et de l'état d'oxydation du fer. Les deux classifications récentes actuellement les plus employées pour les chlorites sont celles de HEY (1954) et de FOSTER (1962). La première est fondée sur le rapport entre les teneurs (en proportions atomiques) de Si et de fer total (exprimée par $Fe^{2+}/Fe^{2+}+Fe^{3+}+Mg$) ; cependant elle divise au départ les chlorites en une série "normale", non oxydée (les orthochlorites) et une série "oxydée" (les leptochlorites), la limite se trouvant à la valeur $Fe_2O_3 = 4\%$ (poids d'oxyde). La série des chlorites non oxydées est subdivisée en 11 catégories qui reçoivent un nom différent, alors que les chlorites "oxydées" ne se subdivisent qu'en 3 catégories. L'inconvénient de cette classification est de rejeter une grande proportion des chlorites dans une classification peu différenciée.

FOSTER (1962) a considéré que l'état trivalent du fer n'est pas nécessairement un caractère acquis par altération, postérieurement à la cristallisation : des cations trivalents doivent contrebalancer la charge négative des tétraèdres et peuvent même être présents en excès. Des teneurs en Fe_2O_3 supérieures à 4 % poids semblant liées à de fortes teneurs en FeO , elle propose un diagramme unique de classification, fondé cette fois sur la teneur en fer ferreux (exprimée en $Fe^{2+}/Fe^{2+}+Mg+Mn$) en fonction de la teneur en silice. Les chlorites y sont subdivisées en 8 catégories. Les inconvénients de sa classification sont de ne pas tenir compte d'une oxydation secondaire qui semble réelle dans certains cas (et peut, par ailleurs, être à l'origine de la faiblesse en eau de constitution) et d'être très sensible aux erreurs faciles dans la détermination de l'état d'oxydation du fer lors de l'analyse.

La classification de TRÖGER et TROCHIM (in TRÖGER, 1967) conserve la distinction entre orthochlorites et leptochlorites (chlorites oxydées). Les coordonnées sont établies de manière un peu différente de celles de HEY et les noms qui reçoivent certaines catégories de chlorites diffèrent.

Tableau 14. - Chlorites : données chimiques

n° échant.	276 M	484 M	517	529 M	542 M	638
analyse	Gren. 661	Gren. 641	Gren. 662	Gren. 660	Gren. 640	CRPG
SiO ₂	27.01	28.93	24.20	29.29	28.34	27.47
Al ₂ O ₃	20.20	20.10	21.60	19.58	20.46	17.26
Fe ₂ O ₃	12.18	2.86	14.20	9.56	2.45	11.40
TiO ₂	0.70	0.20	0.10	0.20	0.46	0.54
FeO	15.89	16.38	16.60	11.82	18.11	15.95
MgO	13.84	20.31	13.75	18.71	18.46	15.17
MnO	0.44	0.05	0.15	0.20	0.20	0.20
CaO	0.64	-	0.60	0.26	-	0.23
Na ₂ O	0.25	0.31	0.20	0.26	0.31	0.17
K ₂ O	0.54	0.51	0.15	0.67	0.31	0.14
P ₂ O ₅	-	0.20	0.05	0.05	0.41	0.09
H ₂ O ⁺	8.21	10.15	8.60	9.40	10.49	11.39
H ₂ O ⁻	0.10	-	0.05	-	-	-
Total	100.00	100.00	100.25	100.00	100.00	100.01
Si	5.402	5.717	4.907	5.724	5.684	5.665
Al ^{IV}	2.598	2.283	3.093	2.276	2.316	2.335
Al ^{VI}	2.155	2.402	2.069	2.240	2.514	1.856
Fe ³⁺	1.837	0.428	2.167	1.408	0.373	1.773
Ti	0.108	0.036	0.012	0.035	0.073	0.087
R ³⁺	4.100	2.866	4.248	3.683	2.960	3.716
Fe ²⁺	2.654	2.711	2.813	1.924	3.036	2.752
Mg	4.118	5.978	4.152	5.443	5.515	4.661
Mn	0.071	0.012	0.025	0.035	0.036	0.037
R ²⁺	6.843	8.701	6.990	7.402	8.587	7.450
Ca	0.131	-	0.134	0.059	0.120	0.050
Na	0.097	0.119	0.072	0.094	0.071	0.062
K	0.143	0.131	0.012	0.164	0.073	0.037
Total	19.314	19.817	19.456	19.402	19.738	19.315
Fe ²⁺ /R ²⁺	0.39	0.31	0.40	0.26	0.35	0.37
Fe _{tot} /Fe _{tot} +Mg	0.52	0.34	0.54	0.38	0.38	0.49
nom (Foster)	ripid.	brunsv.	ripid.	ripid.	brunsv.	brunsv.
nom (Hey)	thur.	pycnoc.	thur.	thur.	pycnoc.	cham.

* analyse corrigée en fonction des impuretés restées dans la poudre ; résultats ramenés à 100 %

Tableau 14. - Chlorites : données chimiques (suite)

n° échant.	650	662 M	671 M	680 M	701	706 M
analyse	CRPG	CRPG	Gren. 659	CRPG	CRPG	CRPG
SiO ₂	25.95	26.83	24.97	26.07	24.42	29.34
Al ₂ O ₃	22.41	18.89	20.15	19.40	21.55	18.59
Fe ₂ O ₃	2.75	10.16	12.89	13.02	2.15	2.11
TiO ₂	0.12	0.07	0.17	0.11	0.12	0.11
FeO	18.90	11.23	19.02	15.16	27.34	17.46
MgO	17.74	20.19	12.67	13.86	11.75	19.39
MnO	0.21	0.02	0.50	0.22	0.25	0.19
CaO	0.09	0.01	0.80	0.33	0.12	0.41
Na ₂ O	0.03	0.03	0.12	0.20	0.06	0.41
K ₂ O	0.03	0.07	0.22	0.16	0.03	0.07
P ₂ O ₅	0.06	0.24	0.11	0.11	0.08	0.20
H ₂ O ⁺	12.11	12.26	8.28	11.36	11.40	11.72
H ₂ O ⁻	-	-	0.10	-	-	-
Total	100.40	100.00	100.00	100.00	99.27	100.00
Si	5.291	5.435	5.117	5.391	5.246	6.008
Al ^{IV}	2.709	2.565	2.883	2.609	2.754	1.992
Al ^{VI}	2.667	1.946	1.975	2.124	2.698	2.492
Fe ³⁺	0.416	1.556	1.992	2.025	0.347	0.319
Ti	0.024	0.012	0.025	0.012	0.026	0.012
R ³⁺	3.107	3.514	3.992	4.161	3.071	2.823
Fe ²⁺	3.222	1.897	3.247	2.621	4.910	2.642
Mg	5.388	6.091	3.874	4.273	3.751	5.910
Mn	0.038	-	0.086	0.037	0.052	0.037
R ²⁺	8.648	7.988	7.207	6.931	8.713	8.589
Ca	0.024	-	0.171	0.075	0.026	0.086
Na	0.012	0.012	0.037	0.075	0.026	0.160
K	0.012	0.012	0.049	0.012	0.012	0.012
Total	19.803	19.526	19.456	19.254	19.848	19.670
Fe ²⁺ /R ²⁺	0.37	0.24	0.45	0.38	0.56	0.31
Fe _{tot} /Fe _{tot} +Mg	0.40	0.36	0.57	0.52	0.58	0.33
nom (Foster)	ripid.	shérid.	ripid.	ripid.	ripid.	brunsv.
nom (Hey)	ripid.	thur.	thur.	thur.	ripid.	pycnoc.

* analyse corrigée en fonction des impuretés restées dans la poudre ; résultats ramenés à 100 %

Tableau 14. - Chlorites : données chimiques (suite)

n° échant.	782	875 M	955 M	957 M	965
analyse	Gren. 813	Gren. 809	Gren. 810	Gren. 812	Gren. 811
SiO ₂	25.20	30.08	28.12	25.75	28.20
Al ₂ O ₃	19.95	21.36	18.35	21.69	20.45
Fe ₂ O ₃	15.70	6.30	8.19	14.37	14.35
TiO ₂	0.10	0.41	0.25	0.51	0.25
FeO	14.45	7.69	8.23	14.17	16.15
MgO	13.65	22.60	24.07	14.32	11.10
MnO	0.35	0.05	0.15	0.31	0.30
CaO	1.35	0.36	1.66	0.18	0.35
Na ₂ O	0.15	0.26	0.15	0.25	0.50
K ₂ O	0.10	0.16	0.05	0.10	0.25
P ₂ O ₅	0.05	0.05	0.05	0.10	0.10
H ₂ O ⁺	8.50	10.63	10.61	8.10	7.55
H ₂ O ⁻	0.15	0.05	0.12	0.15	0.10
Total	99.70	100.00	100.00	100.00	99.65
Si	5.121	5.752	5.498	5.127	5.462
Al ^{IV}	2.879	2.248	2.502	2.873	2.538
Al ^{VI}	1.888	2.562	1.728	2.218	2.123
Fe ³⁺	2.402	0.907	1.209	2.151	2.093
Ti	0.012	0.057	0.036	0.072	0.035
R ³⁺	4.302	3.526	2.973	4.441	4.251
Fe ²⁺	2.450	1.228	1.351	2.354	2.614
Mg	4.134	6.440	7.013	4.242	3.196
Mn	0.062	0.011	0.024	0.048	0.046
R ²⁺	6.646	7.679	8.388	6.644	5.856
Ca	0.292	0.069	0.352	0.036	0.070
Na	0.060	0.092	0.059	0.096	0.020
K	0.025	0.034	0.012	0.024	0.059
Total	19.325	19.400	19.784	19.241	18.256
Fe ²⁺ /R ²⁺	0.37	0.16	0.16	0.35	0.45
Fe _{tot} /Fe _{tot} +Mg	0.54	0.25	0.27	0.52	0.60
nom (Foster)	ripid.	clinoc.	shérid.	ripid.	ripid.
nom (Hey)	thur.	cham.	thur.	thur.	thur.

M analyse corrigée en fonction des impuretés restées dans la poudre ; résultats ramenés à 100 %

Les chlorites étudiées ont été reportées dans les diagrammes de FOSTER et de HEY (*fig. 17a et b*). Elles se répartissent ainsi (classification de FOSTER) :

- 9 ripidolites
- 5 brunsvigites (qui deviennent des pynochlorites dans la classification de HEY et dans celle de TRÜGER et TROCHIM, si on ne tient pas compte de l'état d'oxydation de Fe pour certaines)
- 2 shéridanites
- 1 clinochlore.

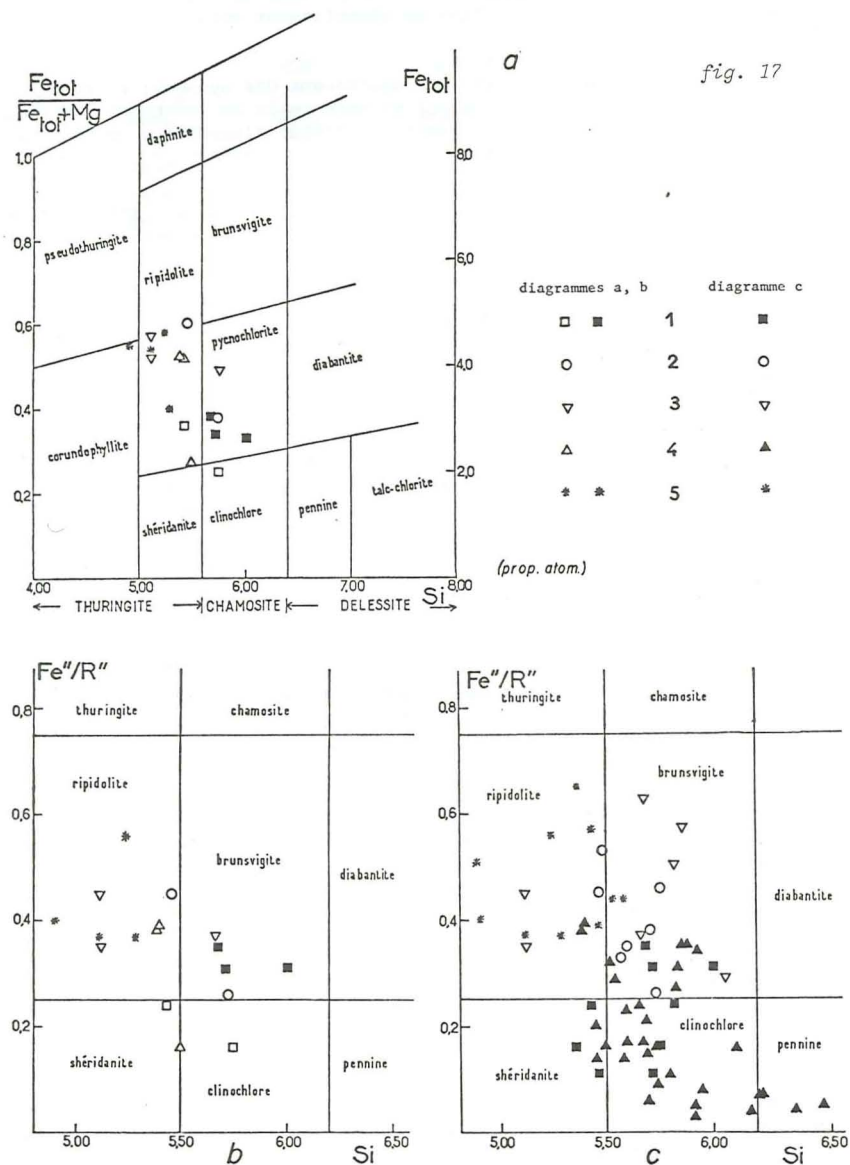
Les chlorites à faible rapport (Fe":R")/Si, se situant à droite et en bas dans le diagramme de FOSTER, proviennent surtout de marbres ou de roches basiques.

Dans le diagramme de la *fig. 17c* sont reportées 65 analyses de chlorite des Alpes occidentales. Aux analyses de cette étude ont été ajoutées dans un but de comparaison les suivantes, dont certaines ont été recalculées (dénominations dans la classification de FOSTER) :

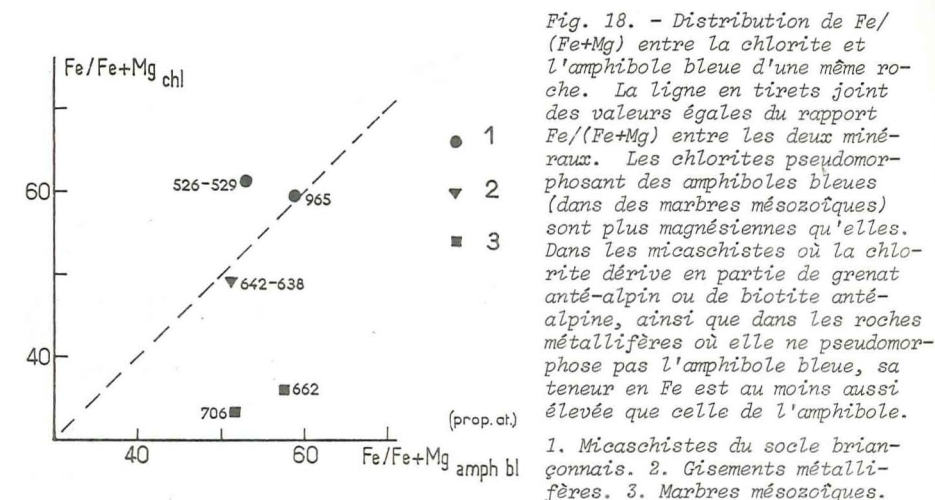
- 1 ripidolite d'un filon d'exsudation dans l'Antétrijs du massif d'Ambin (GAY, 1972). Analyse recalculée en tenant compte de la répartition Fe"/Fe" indiquée dans les résultats en % d'oxydes
- 3 brunsvigites des Schistes lustrés (CHATTERJEE, 1971)
- 1 brunsvigite ("chlorite oxydée") des Schistes lustrés (CHATTERJEE, 1966)
- 2 clinochlores provenant d'ophiolites de la zone Zermatt-Saas (BEARTH, 1967, 1973). Analyses recalculées sur la base de 28 oxygènes.
- 1 clinochlore provenant d'une ophiolite de la zone Zermatt-Saas (GOOSSENS, 1970)
- 1 pennine de la zone Zermatt (LAPHAM, *in* FOSTER, 1962)
- 8 clinochlores, 5 brunsvigites, 1 shéridanite provenant de gabbros, chloritoschistes à amphibole, prasinites, et 1 clinochlore provenant d'un marbre au contact avec des prasinites de la région des Stura (NICOLAS, 1966)
- 1 ripidolite et 3 brunsvigites provenant de micaschistes ; 7 clinochlores, 1 shéridanite, 3 brunsvigites et 3 pennines provenant de roches basiques ou autres ; 2 shéridanites provenant de marbres ; 3 ripidolites de cavités. Zone de Furgg. WETZEL (1972, 1973)
- 2 ripidolites provenant de cavités du massif du Mont Blanc. POTY (1969).

Les quatre analyses publiées par DUNOYER de SEGONZAC (1969) et deux analyses par microsonde de WETZEL (1973) n'ont pas été utilisées pour ce diagramme, car le fer y est entièrement compté comme bivalent. Mais elles tomberaient dans le domaine des brunsvigites, comme l'a montré leur report dans le diagramme de HEY (non figuré). Les analyses partielles de chlorites de gneiss albitiques et d'orthogneiss de Sesia-Lanzo (LATTARD, 1974) ne permettent pas de classification en l'absence des valeurs Si et Fe". On n'a pas repris les analyses qui comportent plus de 2 % de CaO ou de 0,75 % de Na₂O, car ces oxydes n'appartiennent certainement pas à la chlorite et leur teneur dénote la présence d'impuretés (amphiboles, etc.) qui peuvent déplacer les points figuratifs sur les diagrammes.

On retrouve, plus nette, la tendance déjà esquissée en *fig. 17b* : les roches basiques et les roches carbonatées renferment des chlorites pour lesquelles le rapport (Fe":R")/Si est faible. Les chlorites des micaschistes et



des cavités sont en majorité des ripidolites. Celles des Schistes lustrés sont plus dispersées. Autrement dit on a en gros une relation inverse entre les teneurs en Si de la roche hôte et de la chlorite. Dans son étude détaillée des chlorites de la zone de Furg WETZEL (1973) note en outre une relation directe entre Mg/Fe de la chlorite et de la roche hôte (ou du minéral dont la chlorite est issue). La chlorite pseudomorphosant une amphibole sodique possède plus de Mg que celle-ci (fig. 18).



La nature et le degré des substitutions dans le réseau des chlorites est aussi mis en évidence dans un diagramme triangulaire Al-Fe-Mg (en proportions moléculaires monocationiques = millièmes ; utilisé par E.H. BROWN, 1967). Une chlorite hypothétique faite de couches de talc et de brucite, c'est-à-dire purement magnésienne, se reporterait au sommet Mg. Les points représentatifs s'en éloignent d'autant plus que les substitutions sont plus importantes. Celles-ci correspondent à la présence d'Al à la fois dans les tétraèdres et en position octaédrique afin d'équilibrer la charge électrique. Du fer, bi ou trivalent, peut prendre sa place ou celle du Mg dans les octaèdres.

Fig. 17. - Chlorites : diagrammes de HEY (a) et de FOSTER (b et c). En c sont reportées les analyses de cette étude et d'autres tirées de la littérature des Alpes occidentales. Dans les diagrammes a et b les chlorites oxydées (symboles creux) sont séparées des chlorites non oxydées (symboles pleins), la limite étant $Fe_2O_3 = 4\%$. Origine des échantillons : 1. Calcaires ou marbres. 2. Micascistes ou gneiss. 3. Calcschistes (Schistes lustrés). 4. Métabasites (méta-ophiolites). 5. Filons, concentrations dans des roches siliceuses.

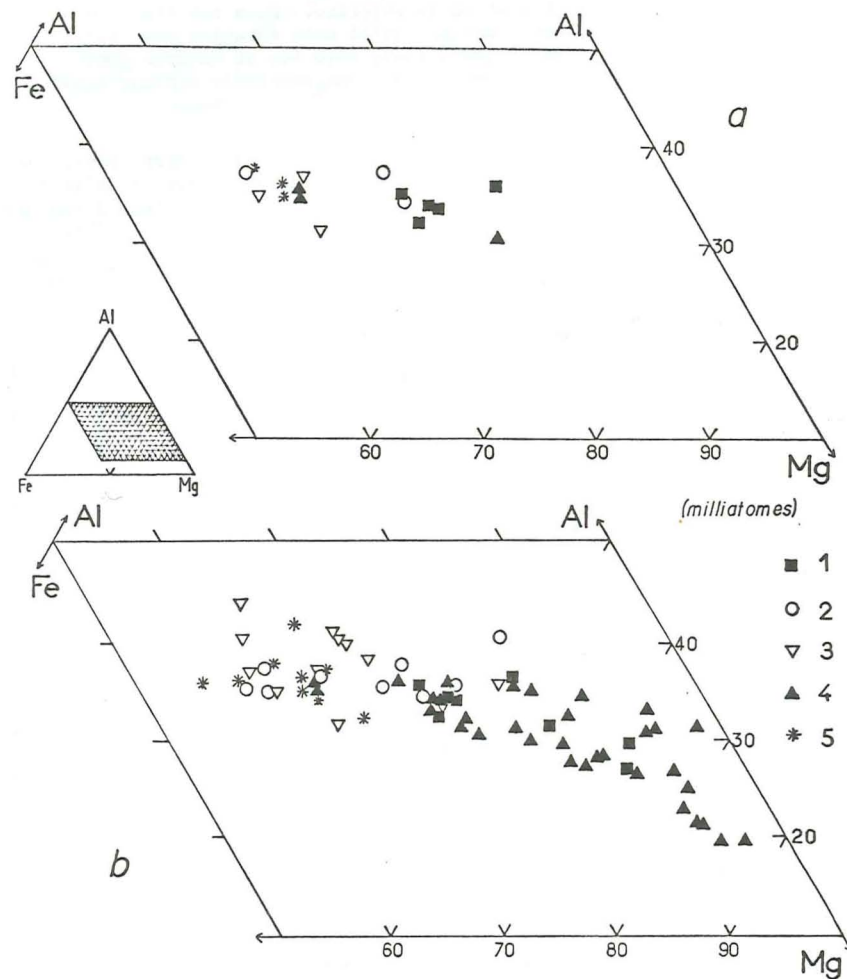


Fig. 19. - Chlorites : diagramme triangulaire Al-Fe-Mg.
a. Echantillons de cette étude. b. Echantillons des Alpes occidentales.
Mêmes symboles qu'en fig. 17c.

Comme le montre la fig. 19a les analyses nouvelles de cette étude montrent un rapport $Al/(Fe+Mg)$ monotone, mais un rapport Fe/Mg plus variable. On retrouve les deux groupes de chlorites, plus magnésiennes ou plus ferrifères. La fig. 19b présente, dans le même diagramme, 71 chlorites des Alpes occidentales. Le facteur prépondérant qui influence la composition des chlorites dans le cadre des Alpes occidentales est la nature de la roche encaissante : les chlorites les plus riches en Mg proviennent de roches ultrabasiques, basiques ou carbonatées ; avec les Calcschistes (Schistes lustrés), les micaschistes et les gneiss on arrive dans le domaine des chlorites ferrifères où figurent aussi les échantillons des cavités et des lentilles d'exsudation. A ce premier facteur s'en ajoutent peut-être d'autres, tels que par exemple l'intensité des métamorphismes, mais cet échantillonnage ne suffit pas pour les mettre en évidence. Tout au plus peut-on noter une tendance à une teneur plus forte en Mg vers les zones internes des Alpes dans des roches de chimisme équivalent.

Les chlorites ont été réparties en quatre groupes suivant la lithologie des roches hôtes et les domaines de variation du chimisme ont été dessinés dans le diagramme de TRÖGER et TROCHIM (in TRÖGER, 1967, II) (fig. 20). On n'a pas tenu compte de la proportion de Fe^{III} : tous les échantillons sont reportés dans le diagramme à Fe_2O_3 faible. Ce diagramme met lui aussi en évidence la diminution de la teneur en Mg depuis les roches basiques et les roches carbonatées vers les micaschistes et calcschistes puis les concentrations filoniennes ou les cavités.

DONNEES RADIOCRISTALLOGRAPHIQUES

Les caractères radiocristallographiques ont été étudiés sur 17 chlorites : diagrammes de poudre, position et intensité des raies 001, 002, 003, 004, 005, 020 et 060 déterminées par comptage d'impulsions, calcul des paramètres réticulaires à partir d'environ 15 raies du diagramme de poudre, indexées suivant les fiches ASTM (n° 12-242 et 16-362). Le tableau 15 rassemble les principaux résultats obtenus.

Les propriétés radiocristallographiques des chlorites sont influencées par leur chimisme. Ces relations sont présentées dans les fig. 21a à f.

Espacement basal

L'espacement basal c^* obtenu à partir des raies 002 (ici moyenne des raies où $l = 1$ à 5) est influencé par le taux de substitution de Si par Al. La fig. 21a montre cette relation, avec les droites de régression proposées respectivement par HEY (1954), BRINDLEY et GILLERY (1956) et SHIROZU (1958). La valeur de l'espacement basal diminue en fonction directe de la teneur en Al^{IV} . Les points se répartissent de part et d'autre de la droite de SHIROZU, mais une certaine dispersion montre que de telles lignes ne peuvent être utilisées qu'en tenant compte d'un important pourcentage d'erreur. La valeur de

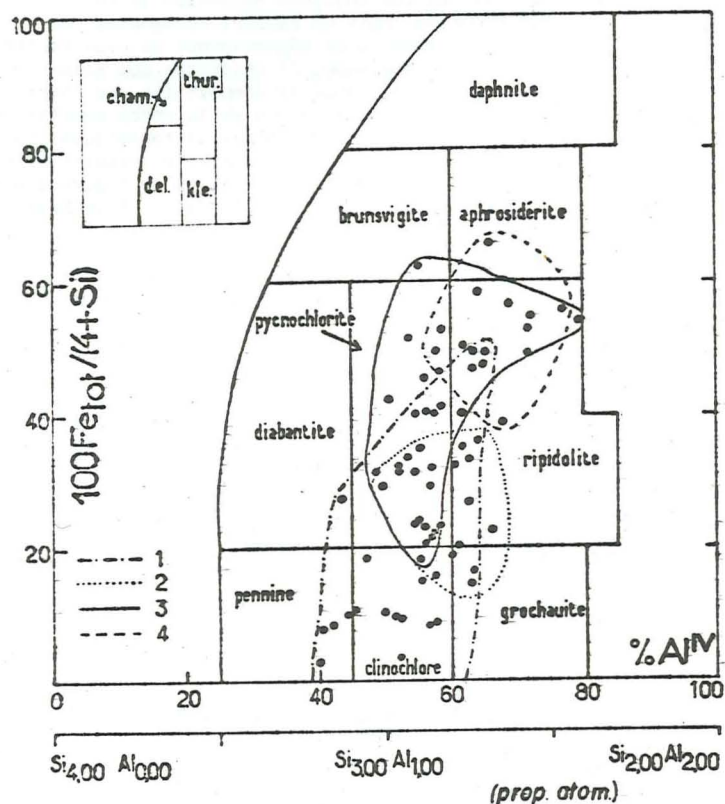


Fig. 20. - Chlorites : diagramme de TRÜGER et TROCHIM : relation entre le chimisme des chlorites et la lithologie de la roche hôte. Contours dessinés en fonction des échantillons des Alpes occidentales.
1. Métabasites (notamment méta-ophiolites). 2. Calcaires et marbres. 3. Micaschistes ; calcschistes (Schistes lustrés). 4. Cavités, filons, concentrations dans micaschistes et quartzites.
En encart : classification des chlorites oxydées, non distinguées sur le diagramme. cham. : chamosite ; thur. : thuringite ; del. : delessite ; kle. : klémentite.

Tableau 15. - Chlorites : données radiocristallographiques

n° échant.	276	484	517	529	542	638
COMPTAGES						
d ₍₀₀₁₎ (Å)	14.107	14.175	14.175	14.129	14.084	14.129
espacement basal (Å)	14.129	14.164	14.152	14.150	14.124	14.217
b ₀ (Å)	9.296	9.255	9.263	9.267	9.255	9.279
I _{(002)+I₍₀₀₄₎} /I ₍₀₀₃₎	4.67	3.57	4.32	3.70	3.80	4.44
CALCULS						
a ₀ (Å)	5.361	5.347	5.359	5.359	5.338	5.368
± (σ)	0.004	0.009	0.004	0.007	0.007	0.005
b ₀ (Å)	9.286	9.263	9.282	9.283	9.245	9.298
± (σ)	0.005	0.013	0.005	0.009	0.009	0.007
c ₀ (Å)	14.241	14.248	14.239	14.297	14.241	14.283
± (σ)	0.006	0.014	0.005	0.010	0.010	0.011
β (°)	96.977	96.835	97.017	96.699	96.894	96.722
± (σ)	0.0014	0.0035	0.0013	0.0025	0.0025	0.0023
volume (Å ³)	703.7	700.7	703.0	706.4	697.8	708.0
±	1.2	2.7	0.9	2.1	2.0	1.7

n° échant.	650	662	680	701	706	782
COMPTAGES						
d ₍₀₀₁₎ (Å)	14.152	14.175	14.152	14.107	14.107	14.107
espacement basal (Å)	14.149	14.171	14.148	14.126	14.137	14.128
b ₀ (Å)	9.260	9.265	9.278	9.274	9.261	9.276
I _{(002)+I₍₀₀₄₎} /I ₍₀₀₃₎	3.84	3.35	4.60	4.69	3.25	3.95
CALCULS						
a ₀ (Å)	5.354	5.350	5.370	5.367	5.348	5.356
± (σ)	0.005	0.021	0.002	0.002	0.002	0.003
b ₀ (Å)	9.266	9.276	9.302	9.296	9.264	9.277
± (σ)	0.007	0.028	0.003	0.003	0.002	0.004
c ₀ (Å)	14.294	13.942	14.274	14.241	14.302	14.260
± (σ)	0.012	0.039	0.003	0.004	0.009	0.005
β (°)	97.238	96.464	97.112	97.078	97.142	97.030
± (σ)	0.0012	0.0090	0.0007	0.0008	0.0007	0.0011
volume (Å ³)	703.5	687.5	707.5	705.1	703.1	703.2
±	1.8	6.7	0.7	0.7	0.8	1.0

Tableau 15. - Chlorites : données radiocristallographiques (suite)

n° échant.	875	955	957	965	1045	671
COMPTAGES						
$d_{(001)}$ (Å)	14.175	14.107	14.062	14.084	14.084	
espacement basal (Å)	14.174	14.152	14.106	14.117	14.116	
b_0 (Å)	9.245	9.250	9.272	9.299	9.282	
$I_{(002)} + I_{(004)} / I_{(003)}$	3.07	3.07	4.24	4.94	5.41	
CALCULS						
a_0 (Å)	5.333	5.345	5.361	5.362	5.384	5.379
\pm (σ)	0.002	0.004	0.001	0.002	0.002	0.007
b_0 (Å)	9.237	9.261	9.287	9.292	9.327	9.311
\pm (σ)	0.003	0.006	0.002	0.003	0.002	0.009
c_0 (Å)	14.271	14.259	14.249	14.242	14.290	14.307
\pm (σ)	0.004	0.006	0.002	0.004	0.009	0.016
β (°)	97.303	97.148	97.171	97.019	97.238	97.320
\pm (σ)	0.0009	0.0016	0.0004	0.0009	0.0007	0.0016
volume (Å ³)	697.3	700.3	703.9	705.0	711.9	710.7
\pm	0.7	1.3	0.4	0.0	0.8	2.4

espacement basal

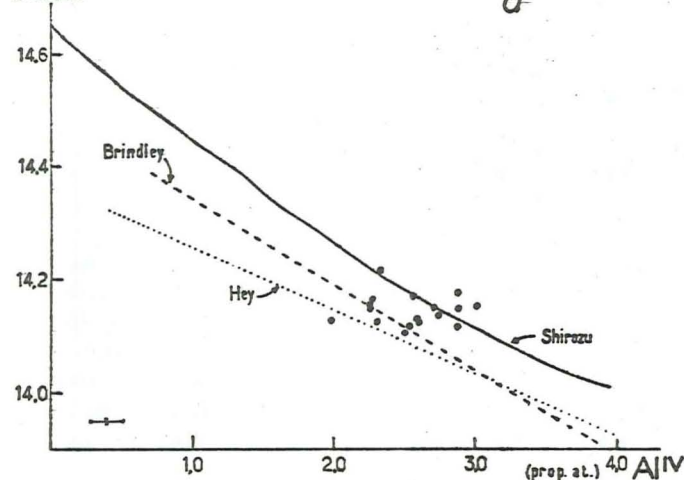
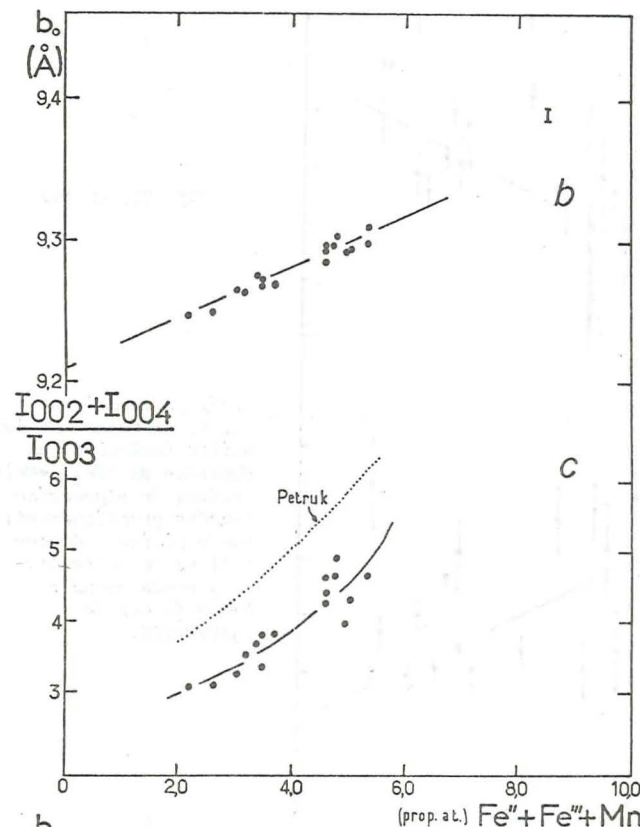


Fig. 21. - Chlorites : relations entre les données radiocristallographiques et le chimisme (échantillons de cette étude).

a. Espacement basal et Al^{IV} ; droites de régression proposées par différents auteurs ; l'erreur indiquée est la moyenne des erreurs dans la position de chaque raie 00L ; la valeur trouvée pour l'abscisse est évidemment très sensible aux éventuelles impuretés siliceuses de la poudre ; l'erreur indiquée pour Al^{IV} correspond approximativement à $\pm 1\%$ de quartz.

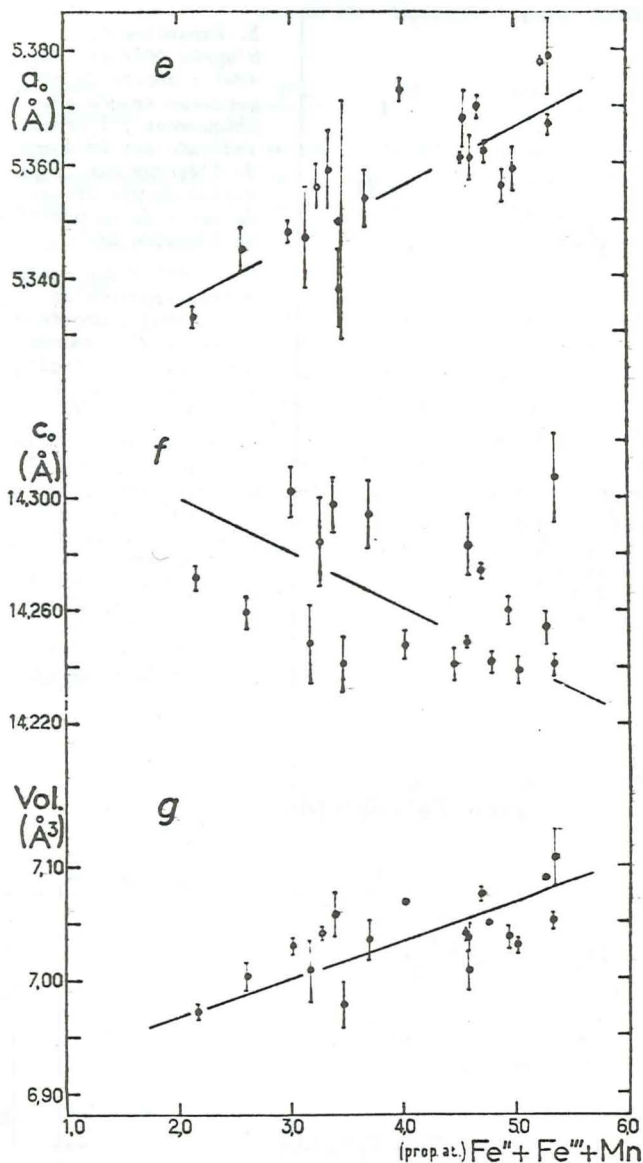


b. Paramètre b_0 (d'après 060) et $(Fe_{tot} + Mn)$: droite de régression tracée graphiquement ; l'erreur indiquée est la somme de l'erreur sur la position du pic 060 et de celle de la position de l'étalon Si.

c. Intensité des raies paires/impaires et $(Fe_{tot} + Mn)$; droite de régression tracée graphiquement (trait plein) et ligne de PETRUK (pointillé).

d. Paramètre b_0 (calculé par ordinateur) et $(Fe_{tot} + Mn)$; la dispersion des valeurs, plus grande que dans le diagramme b, est due au plus grand nombre de raies utilisé ici pour obtenir b_0 ; ronds pleins : échantillons de cette étude ; ronds creux : échantillons de CHATTERJEE.

(fig. 21, suite)



(fig. 21, suite)

e, f, g. Paramètres a_0 , b_0 et volume de la maille (calculés) en fonction de $(Fe_{tot}+Mn)$; droites de régression tracées graphiquement; ronds pleins : échantillons de cette étude; ronds creux : échantillons de CHATTERJEE.

l'espacement basal trouvée pour l'échantillon non analysé (n° 1045, provenant du Versoyen) correspondrait suivant la droite de régression de SHIROZU à une teneur en Al^{IV} égale à 3,0 (+ 0,4 ?).

Paramètre b_0

Le paramètre b_0 semble varier en fonction directe des teneurs en fer. Le diagramme de la fig. 21b montre cette relation. Al et Mg l'influencent aussi, mais en sens inverse l'un de l'autre et leurs effets tendent à s'annuler. Dans des chlorites aluminomagnésiennes synthétiques la valeur de d_{060} (Å) croît avec la teneur en Si et décroît avec celle en Al (VELDE, 1973). La valeur de b_0 est tirée de d_{060} (la moyenne des valeurs de d_{020} et d_{060} montre une variabilité plus grande). On a indiqué la droite proposée par SHIROZU (1958)* à partir de ses analyses et de celles d'ENGELHARDT (1942); elle correspond à la formule (in G. BROWN, 1961) :

$$\begin{aligned} \text{ou } b_0 &= 9,210 + 0,037 (Fe+Mn) && \text{pour la demi-maille élémentaire} \\ b_0 &= 9,210 + 0,0185 (Fe+Mn) && \text{pour la maille entière.} \end{aligned}$$

Les points obtenus s'alignent remarquablement bien suivant une droite qui serait légèrement décalée par rapport à celle de SHIROZU, mais partant de la même origine. Sa formule serait approximativement :

$$\begin{aligned} \text{ou } b_0 &= 9,210 + 0,334 (Fe_{tot}+Mn) && \text{pour la demi-maille} \\ b_0 &= 9,210 + 0,0167 (Fe_{tot}+Mn) && \text{pour la maille entière} \end{aligned}$$

c'est-à-dire proche de celle proposée par von ENGELHARDT ($9,21 + 0,032 (Fe^{++}+Mn)$).

La fig. 21c est le même diagramme que celui de la fig. 21b, mais utilisant pour b_0 les valeurs calculées en même temps que les autres paramètres réticulaires. La dispersion est plus grande, en raison probablement du plus grand nombre de raies ayant servi au calcul.

D'après la valeur de b_0 l'échantillon n° 1045, non analysé, aurait une teneur de $Fe_{tot}+Mn$ égale à environ 5,4.

Rapport des intensités de diffraction

Le rapport des intensités des raies 00 l paires à celles des raies 00 l impaires augmente avec la teneur en fer. Ce phénomène est dû aux différences de taille des ions (Fe et Mn sont plus grands que Si, Al et Mg), qui changent les facteurs de diffusion atomique. Des études de ces relations ont été effectuées, notamment par G. BROWN (1955, in BROWN, 1961), BRINDLEY et GILLERY (1956), SCHOEN (1962) et PETRUK (1964), toutes fondées sur le calcul de facteurs de structure à partir du pouvoir diffusant des électrons.

Le diagramme de la fig. 21e montre la relation qui existe pour les échantillons de cette étude entre les intensités des raies paires/impaires (exprimées par le rapport $I_{002}+I_{004}/I_{003}$) et la teneur en ions de grande taille ($Fe_{tot}+Mn$). Les intensités ont été déterminées par comptages d'impulsions. Ce

* Dans sa publication SHIROZU a utilisé la somme $(Fe^{++}+Fe^{+++}+Mn)$ et non $(Fe^{++}+Mn)$ comme cela figure dans G. BROWN (1961) et dans DEER et al. (1962, III).

diagramme a été utilisé par PETRUK (1964), mais la courbe qu'il propose est différente de celle que l'on a obtenue ici.

La valeur obtenue pour l'échantillon n° 1045, non analysé ($Fe_{tot} + Mn = 5,7$) est en accord remarquable avec celle qui a été tirée du paramètre b_0 .

La séparation des chlorites étudiées sur la base de leur chimisme en un groupe plus ferrifère et un groupe plus magnésien apparaît aussi dans leurs caractères radiocristallographiques : dans le premier groupe le paramètre b_0 est supérieur à 9,28 et le rapport des intensités des raies 002 paires à impaires ($I_{002} + I_{004} / I_{003}$) est supérieur à 3,9.

Une chlorite très pâle en échantillon, incolore au microscope (n° 1199, filon rodingitique à Bonneval-sur-Arc), montre des caractères radiocristallographiques de chlorite très alumineuse et magnésifère : $d_{001} = 13,88 \text{ \AA}$; $I_{002} + I_{004} / I_{003} = 2,16$.

Paramètres réticulaires a_0 , c_0 , β et volume

Les valeurs des paramètres de maille a_0 , c_0 et volume, calculées sur ordinateur, sont représentées en fonction des teneurs $Fe^{2+} + Fe^{3+} + Mn$ sur les fig. 21e, f, g. On y a reporté également les valeurs obtenues sur 3 chlorites par CHATTERJEE (1971).

Sur le diagramme 21e on voit que le paramètre a_0 augmente en même temps que la somme de Fe et Mn. La droite de régression obtenue graphiquement est un peu plus haute (valeurs de a_0 plus élevées) que celle qui dérive de la formule de HEY (1954 ; obtenue pour des chlorites pauvres en Mn : $Mn < 0,050$).

Le volume de la maille augmente dans le même sens que a_0 et b_0 (fig. 21g). La valeur de c_0 (fig. 21f) tend à décroître avec la somme de Fe et Mn, mais l'étalement est grand et la corrélation faible. La valeur de l'angle varie peu (de 96,46 à 97,32°).

CARACTERES OPTIQUES ET DENSITE

Les valeurs des indices de réfraction, le signe de l'allongement et le pléochroïsme de 24 chlorites sont donnés dans le tableau 16. Ces chlorites sont celles qui ont été analysées et étudiées aux RX, plus quelques autres dont la localisation a été donnée au tableau 13.

D'autres données optiques sur des chlorites des Alpes occidentales se trouvent dans les publications citées plus haut à propos du chimisme.

Dans le tableau 16 les échantillons sont rangés par valeurs croissantes de n_y . Celles-ci augmentent en relation directe avec la teneur en Fe, en Al^{IV} et aussi avec l'état d'oxydation du fer (voir HEY, 1954 ; DEER et al., 1962, III).

On a groupé les caractères d'allongement, de pléochroïsme et de teinte de biréfringence des chlorites observées dans un lot d'un peu plus de 400 lames

Tableau 16. - Chlorites : données optiques et densité.
Le signe de l'allongement est mesuré parallèlement au clivage

n° échant.	nom (Foster)	allongement	n_z $\pm 0,001-3$	n_y $\pm 0,001-3$	n_x $\pm 0,001-3$	Δ $\pm 0,002-6$	teinte de biréfringence	densité
875	clinocl.	négatif	1.603	1.600	1.599	0.004	gris verdâtre	n.m.
955	shéridan.	positif	1.608	1.608	n.m.	n.m.	gris verdâtre	n.m.
662	shéridan.	négatif	1.614	1.611	1.609	0.005	gris	3.00
529	ripidol.	négatif	1.613	1.611	1.604	0.009	vert brunâtre	n.m.
484	brunsvig.	négatif	1.617	1.611	1.605	0.012	gris	n.m.
542	brunsvig.	négatif	1.616	1.612	1.612	0.004	gris verdâtre	n.m.
706	brunsvig.	négatif	1.615	1.613	1.613	0.002	gris verdâtre	2.95
647	non anal.	négatif	1.620	1.614	1.613	0.007	brunâtre	n.m.
650	ripidol.	négatif	1.617	1.615	1.613	0.004	gris	2.90
1045	non anal.	positif	1.638	1.637	n.m.	n.m.	bleu	3.10
1034	non anal.	négatif	1.622	1.619	1.618	0.004	gris verdâtre	n.m.
682	non anal.	négatif	1.628	1.619	1.618	0.010	brun	n.m.
965	ripidol.	positif	1.625	1.621	1.621	0.004	bleu violacé	n.m.
276	ripidol.	positif	1.627	1.626	1.616	0.011	violet sombre	n.m.
680	ripidol.	négatif	n.m.	1.627	1.625	n.m.	gris brunâtre	3.00
517	ripidol.	positif	1.633	1.627	1.625	0.008	bleu violacé	n.m.
957	ripidol.	négatif	1.630	1.627	1.623	0.007	brun	3.00
782	ripidol.	positif	1.631	1.629	1.628	0.003	bleu violacé	n.m.
671	ripidol.	pos./nég.	1.633	1.631	1.627	0.006	bleu/brun	n.m.
526	non anal.	négatif	1.632	n.m.	n.m.	n.m.	gris verdâtre	n.m.
701	ripidol.	négatif	1.637	1.634	1.627	0.010	brun	n.m.
516	non anal.	positif	1.644	1.637	1.635	0.009	bleu	n.m.
1012	non anal.	négatif	1.641	1.639	1.637	0.004	vert cuivré	n.m.
638	brunsvig.	positif	1.648	1.646	1.642	0.006	jaune pâle verd.	3.00

minces. Le signe de l'allongement est mesuré suivant la direction des clivages, donc perpendiculairement à l'empilement et à l'axe cristallographique c du minéral. Les résultats sont donnés dans le tableau ci-dessous.

La correspondance avec le chimisme des chlorites analysées n'est pas parfaite. Dans le premier groupe cependant on trouve surtout les chlorites les plus magnésiennes et les plus riches en Si (clinoclors, shéridanite de FOSTER, pycnochlorite de HEY) et, dans les autres groupes, des chlorites plus ferrifères et plus alumineuses (ripidolites). Soulignons que les teintes de polarisation anormales dans les bleus ne sont pas particulières aux pennines, mais se présentent ici dans des ripidolites, de même que les teintes brunâtres.

groupe	allongement	teintes de polarisation	pléochroïsme	% moyen de fréquence
1	néгатif	gris	très pâle à moyen	37
2	néгатif	anormale : brun vert cuivré	pâle à moyen	13
3	mélange négatif/positif dans un même grain	anormale : brun/bleu	pâle à moyen	7
4	positif	anormale : bleu, violacé	très pâle à moyen	37
5	positif	gris vert, parfois anormale	moyen à intense	6

Les pourcentages donnés correspondent à la moyenne des fréquences obtenues dans les différents types de roches suivants :

groupes	1	2	3	4	5
zone piémontaise	Calcschistes	0,33	ou	0,33	
	Ophiolites	0,3	0,5	0,2	
zone brianchonnaise	roches carbonatées (Mésozoïque)	0,75			
	roches siliceuses (Paléozoïque supérieur - Werfénien)			0,5	
	micaschistes du socle	0,2		0,6	
	metabasites du socle	0,5		0,4	

Les densités estimées pour quelques échantillons figurent sur le tableau 16.

Chlorites oxydées

L'expression de chlorite oxydée est utilisée dans deux sens différents : elle désigne les leptochlorites, c'est-à-dire celles qui ont un pourcentage de Fe_2O_3 relativement élevé (> 4 % pour HEY, > 4 à 8 % pour TRÖGER et TROCHIM).

Mais cette expression vient aussi naturellement à l'esprit quand on voit, en lame mince, une chlorite d'un vert normal brunissant en bordure ou même totalement, en particulier dans les plans de schistosité de roches altérées. Ce phénomène est très fréquent dans les calcschistes dont il est parfois bien difficile de trouver un échantillon frais. Son pléochroïsme et sa biréfringence la rapprochent de la biotite et elle fut nommée "biotite acajou" par MICHARD (1967).

Un diagramme de poudre a été effectué sur un échantillon de ce minéral (éch. n° 28). L'espacement basal est de 14,128 Å (moyenne de 5 raies) et le paramètre b_0 égal à environ 1,304 Å (mesure rendue imprécise par la faible quantité de poudre utilisée). De ces valeurs on peut tirer, suivant les diagrammes des fig. 21a et b, des teneurs en $\text{Al}^{\text{IV}} = 2,4$ à 2,9 (courbes de BRINDLEY et GILLERY ou de SHIROZU) et en $(\text{Fe}^{2+} + \text{Fe}^{3+} + \text{Mn})$ (proportions atomiques) = 4,95.

CHATTERJEE (1966) a pu séparer suffisamment de matériel pour une analyse et a ainsi montré qu'il s'agissait effectivement de chlorite très riche en Fe_2O_3 , en même temps que plutôt pauvre en H_2O . Il s'agit de brunsvigite (classification de FOSTER) ou de chamosite (classification de HEY).

Un autre minéral micacé brun formé aux dépens de chlorite normale est l'interstratifié chlorite-vermiculite (appelé par certains aussi corrensite, mais ce nom semble couvrir plusieurs interstratifiés différents : G. BROWN, 1961), lui aussi confondu à l'origine avec de la biotite. Ce minéral a été étudié, du point de vue radiocristallographique et chimique, dans des roches du faciès schistes verts du SE de la Nouvelle Zélande (E.H. BROWN, 1967). Il est plus riche en Si et plus pauvre en Fe que la chlorite oxydée de CHATTERJEE. Mais ce n'est pas à ce minéral qu'il faut attribuer les analyses d'une "phylite brune" du massif d'Ambin (GAY, 1972), beaucoup trop riches en Si et pauvres en Al pour être celles de chlorites. Les diagrammes de poudre montrent cependant des raies de chlorite (à côté de raies non identifiées à 15,9 et 8,2 Å que l'on rencontre notamment dans les corrensites gonflées au glycérol ; cf. G. BROWN, 1961, p. 439). GAY fait remarquer que la composition se rapprocherait plus de celle d'un stilpnomélane, mais cela est contredit par le diffractogramme X.

CONCLUSION

Le facteur principal en relation avec le chimisme des chlorites étudiées est le type lithologique de la roche hôte : une augmentation du rapport $\text{Fe}_{\text{tot}}/\text{Si}$ apparaît sur tous les diagrammes depuis les roches ophiolitiques vers les micaschistes, puis vers les veines. Sans doute plusieurs éléments jouent un rôle, notamment les teneurs en Fe, Mg, Al de la roche, celles du minéral dont la chlorite peut dériver par altération (en d'autres termes, les teneurs disponibles lors de sa cristallisation) et les conditions physiques régnant à ce moment. Les rôles respectifs de chacun de ces facteurs seraient intéressants à mettre en évidence.



Chloritoïde

Le chloritoïde se présente, dans les Alpes occidentales françaises, dans trois différents types de gisements :

- un niveau hyperalumineux du Jurassique moyen et supérieur de Vanoise. Ses caractères massifs et denses, ainsi que la présence de feldspaths complètement altérés en mica blanc, l'ont fait considérer comme une roche volcanique ("méla-phyre" de TERMIER, 1891, et de RAGUIN, 1926-28), mais depuis les travaux d'ELLENBERGER (1955, 1958a) on y reconnaît d'anciens sédiments hyperalumineux apparentés aux bauxites, témoins d'une émergence.
- des micaschistes du socle briançonnais d'Ambin et du Rutor
- des Schistes lustrés (calcschistes).

Dans le reste des Alpes occidentales on en trouve dans les micaschistes et gneiss du socle, dans les calcschistes et dans les méta-ophiolites de la région de Zermatt-Saas-Cervinia.

La carte de la *fig. 10* montre la localisation des chloritoïdes étudiés, dont la liste est donnée dans le tableau 17.

Tableau 17. - Chloritoïdes étudiés

Echantillons analysés

- n° 112 roche à chloritoïde, diaspore, mica blanc, quartz et minéraux opaques. Pralognan, col du Mone. Jurassique moyen ou base du Jurassique supérieur briançonnais. Vanoise méridionale.
- n° 734 micaschiste à chloritoïde : mica bl (ph+pa)-qz-ctd-chl-ap-tour-opaques. Bardonecchia, versant E du col du Fréjus. Mésozoïque piémontais.

Echantillons non analysés

- n° 651 quartzite micacé à chloritoïde : qz-mica bl-ctd-opaques. Grangie della Valle, versant E du col d'Ambin. Paléozoïque (supérieur ?) briançonnais, massif d'Ambin.
- n° 1261 micaschiste à grenat et chloritoïde épigénisant du staurolite : qz-mica bl-ctd-chl-gr-ép-ap-tour-zi-opaques. La Thuile (AO), moraine E du Rutor.
- n° B.10 micaschiste quartzéux à chloritoïde : qz-mica bl-chl-ctd-opaques. Verbier (Valais), E du Mont Gelé. Anténamurien du Gd-St-Bernard.
- n° P.V. micaschiste quartzéux à ctd. NE Sampeyre, Prato. Paléozoïque pennique interne, massif de Dora-Maira (ensemble de Dronero).

CHIMISME

Les résultats de l'analyse chimique de deux chloritoïdes ainsi que leurs formules structurales sont donnés dans le tableau 18. Les lamelles de chloritoïde de l'échantillon 734 étant très petites et étroitement associées à du quartz et à du mica blanc, des inclusions ont subsisté après la séparation ; on les a déduites des résultats de l'analyse. L'échantillon de Pralognan (n° 112) comporte 0,65 % en poids de chaux. Il est probable qu'elle est à attribuer à des impuretés de carbonate, que l'on n'a cependant pas déduites de l'analyse, en raison de leur faible proportion ; elles correspondraient à environ 1,5 % de calcite.

Tableau 18. - Chloritoïde : données chimiques

échant.	% oxydes		proportions atomiques (base O = 12)			
	112	734 x	112		734	
	Pralognan Gren. 494	Fréjus LDP	Pralognan		Fréjus	
SiO ₂	23.25	23.94	Si	1.918	1.918	2.008
Al ₂ O ₃	38.40	39.19	Al ^{IV}	3.000	3.000	3.000
Fe ₂ O ₃	11.00	1.33	Al ^{VI}	0.732)	0.871
TiO ₂	0.30	0.39	Ti	0.020) 1.000	0.025
FeO	16.85	23.41	Fe ³⁺	0.248)	0.086
MgO	1.70	1.34		0.436)	
MnO	0.05	1.42	Fe ²⁺	1.165)	1.641
CaO	0.95	0.29	Mg	0.208) 1.814	0.166
Na ₂ O	0.25	0.47	Mn	0.005)	0.101
K ₂ O	0.30	0.45	Ca	0.084)	0.025
P ₂ O ₅	0.10	0.13	Na	0.040) 0.154	0.076
H ₂ O ⁺	6.35	7.53	K	0.030)	0.050
H ₂ O ⁻	0.05	0.11	Total	7.886		8.049
Total	99.55	100.00				

x analyse corrigée en fonction des impuretés restées dans la poudre ; résultats ramenés à 100 %

La composition de la couche octaédrique est figurée dans le diagramme triangulaire (Fe⁺+Mn)-(Al^{VI}+Fe^{III})-Mg et la distribution des atomes bivalents dans le triangle Fe-Mg-Mn (*fig. 22*). Ces diagrammes ont été proposés par HALFERDAHL (1961). Le deuxième diagramme correspondrait aux proportions de

chloritoïde *s.str.* - chloritoïde magnésien (le terme de sismondine n'est pas retenu par HALFERDAHL) - et le pôle théorique d'ottrelite. La droite joignant les points pour lesquels $Fe^{2+} + Mn + Mg = 2/3$ représente, d'après cet auteur, la composition idéale du chloritoïde, sans oxydation du fer.

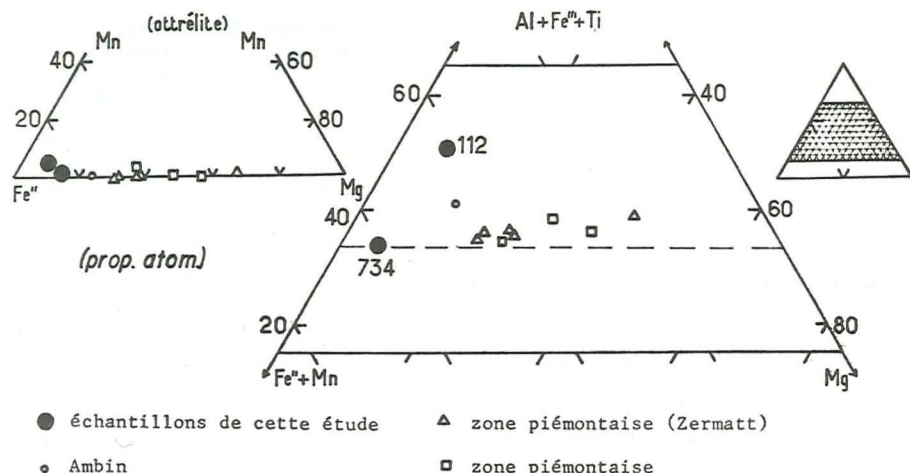


Fig. 22. - Chloritoïde : diagrammes triangulaires. Des chloritoïdes de composition idéale, sans oxydation de Fe, devraient se reporter sur la droite indiquée en tirets, qui correspond à $Fe^{2+} + Mn + Mg = 2/3$.

On voit que les deux échantillons analysés, d'une teneur en Mg à peu près égale, se différencient par l'état d'oxydation du fer, l'échantillon du Fréjus ayant une composition idéale et celui de Pralognan s'en éloignant nettement. Toutefois il n'est pas exclu, pour cet échantillon dont l'absorption apparaît très forte au microscope, que de l'hématite soit présente sous forme très dispersée sur les lamelles. L'échantillon du Fréjus se distingue par la présence de Mn.

D'autres échantillons des Alpes occidentales ont été reportés sur ces mêmes diagrammes. Ils proviennent de :

- lentille d'exsudation quartzeuse à ph-chl-amph. Groupe d'Ambin, massif d'Ambin. GAY (1972)
- cavité dans un gabbro à "smaragdite" (=mélange à pyroxène calco-sodique chromifère prévalent) et saussurite, schiste quartzitique à phengite et grenat, glaucophanoschiste à grenat et veines quartzeuses dans des roches écloitiques. Zone de Zermatt-Saas. BEARTH (1967, 1973).
- micaschiste à ctd-glauc-pa-chl-omph-gr-ép-qz (ex-éclogite). Zone de Zermatt-Saas. KIENAST et TRIBOULET (1972)
- zone piémontaise en val d'Aoste, à Saint-Marcel. TSCHERMAK et SIPÖCZ (1879)
- zone piémontaise en val d'Aoste, dans le Vallone di Champ de Préz. MANASSE (in HALFERDAHL, 1961).

Ces échantillons se distinguent par des teneurs importantes en Mg, la proportion de chloritoïde magnésien atteignant même 68 % pour un échantillon de la zone Zermatt.

Les chloritoïdes sont parfois zonés, les teneurs en Fe et Mg variant de manière opposée. Un chloritoïde de Pralognan (provenant du ravin des Prioux, non loin de l'échantillon 112) a été examiné à la microsonde (type Cameca ; étude effectuée au C.E.N.Grenoble). Des traversées Fe, Mg, Mn et Si n'ont pas montré de variation des teneurs. Sur l'image de rétrodiffusion électronique apparaissent des inclusions qui semblent pouvoir être attribuées à Fe et qui confirmeraient l'idée de la présence de micrograins d'hématite dans la poudre analysée (pl. A a et b, p.197).

DONNEES RADIOCRISTALLOGRAPHIQUES

Les diagrammes de poudre coïncident dans l'ensemble avec ceux publiés par HALFERDAHL (1961).

Le caractère polymorphe du chloritoïde a été étudié en détail par VAN DER PLAS *et al.* (1958) et par HALFERDAHL (1961) : ce minéral se présente sous forme monoclinique ou triclinique, les deux pouvant être mêlées non seulement dans une même roche, mais aussi dans un même cristal maclé. Quelques raies permettent de distinguer les deux formes aux RX (HALFERDAHL, 1961). Voici ce qu'on en déduit pour les échantillons étudiés :

- n° 112 Pralognan, Jurassique, Vanoise : triclinique (raies à 3.243, 2.290, 2.206 Å)
- n° 734 col du Fréjus, Schiste lustré : triclinique (raies à 3.25, 2.66, 2.30, 2.21 et 2.09 Å)
- n° 1261 La Thuile, Ruitor (ancien gneiss à staurotite) : monoclinique (+ triclinique ?) (raies à 3.53, 2.60, 2.48 et 2.13 : monoclinique ; raies à 3.24 et 2.09 : triclinique ?)
- n° 651 Grangie della Valle, Ambin : triclinique et monoclinique (raies à 3.25, 2.66, 2.29, 2.22 et 2.09 : triclinique ; raies à 3.53 et 2.64 : monoclinique). Un échantillon du même massif est triclinique (GAY, 1972)
- n° B.10 val de Bagnes, nappe du Grand-Saint-Bernard : monoclinique (+ triclinique ?) (raies à 3.53, 3.08, 2.63, 2.49 et 2.31 Å : monoclinique ; une raie à 3.24 : triclinique ??)
- n° PV. NE de Sampeyre, Dora-Maira, ensemble de Dronero : triclinique (+ monoclinique ?) (raies à 3.24 et 2.296 : triclinique ; une raie à 3.48 : monoclinique ??).

Un chloritoïde de Saint-Marcel, val d'Aoste, est monoclinique (HALFERDAHL, 1961).

CARACTERES OPTIQUES ET DENSITE

Les caractères optiques des chloritoïdes étudiés sont rassemblés ci-dessous :

	$n_z \pm 0.003$	$n_y \pm 0.003$	$n_x \pm 0.003$	$\Delta \pm 0.006$	$2 V_z^\circ$	pléochroïsme
n° 112 Pralognan	n.m.	1.732	1.728	-	98 ± 2	soutenu
n° 734 Fréjus	n.m.	1.728	1.726	-	n.m.	faible
n° 651 Ambin	1.725	1.720	1.715	0.010	97 ± 3	moyen
n° B.10 Bagnes	1.725	1.722	1.717	0.008	54 (centre) 86 ± 6 (bord)	moyen

On sait que la valeur des indices tend à augmenter avec le remplacement de Mg par Fe et en effet les valeurs citées pour les chloritoïdes plus magnésiens de la zone Zermatt sont inférieures à celles citées ci-dessus : $1,695 < n_z < 1,721$. D'autres chiffres concernant les chloritoïdes des Alpes occidentales peuvent être trouvés dans GAY (1972), WETZEL (1972, p. 218), HALFERDAHL (1961, p. 85-86) et VITERBO-BASSANI et BLACKBURN (1968, p. 20).

Pour tous les chloritoïdes mentionnés le plan des axes est // 010. Les cristaux sont maclés et en général dispersifs. On n'a pas noté de structure en sablier, telle que l'a décrite notamment FREY (1969). Cette structure est attribuée à la disposition de fines inclusions (par exemple de quartz), ou à une orientation différente de chaque partie du cristal.

L'angle des axes optiques $2V_z$ a une valeur autour de 50° pour les échantillons monocliniques étudiés, une valeur de 90 à 100° pour les échantillons tricliniques. Il serait intéressant de savoir si cette remarque, que ne contredisent pas les données de HALFERDAHL, a une valeur générale.

La densité de l'échantillon du Fréjus est d'environ 3,5.

Amphiboles sodiques (série glaucophane - riebeckite)

Les expressions de faciès métamorphique de schistes à glaucophane et de schistes bleus montrent l'importance qui s'attache à la présence de ce minéral au pléochroïsme si particulier. Il ne suffit cependant pas pour caractériser un faciès de métamorphisme, que doivent préciser d'autres minéraux (jadéite, lawsonite). Mais il est indéniable que lorsqu'on le découvre dans un lot de lames minces il forme un "*germgesehenes Kuriosum*" (DIEHL, 1938) et que la finesse de ses couleurs explique son charme.

Des roches très diverses sont ses hôtes : roches basiques de la zone piémontaise, calcschistes, marbres et schistes quartzitiques de leurs abords, roches basiques et micaschistes du socle Briançonnais - Grand-Saint-Bernard, calcaires et marbres de la couverture Briançonnaise. Il se concentre en filonnets fibreux, constelle de rosettes des plans de foliation, s'agglutine parfois en pelotes serrées, mais peut aussi se contenter de souligner les bords ou les cassures d'un minéral préexistant devenu instable.

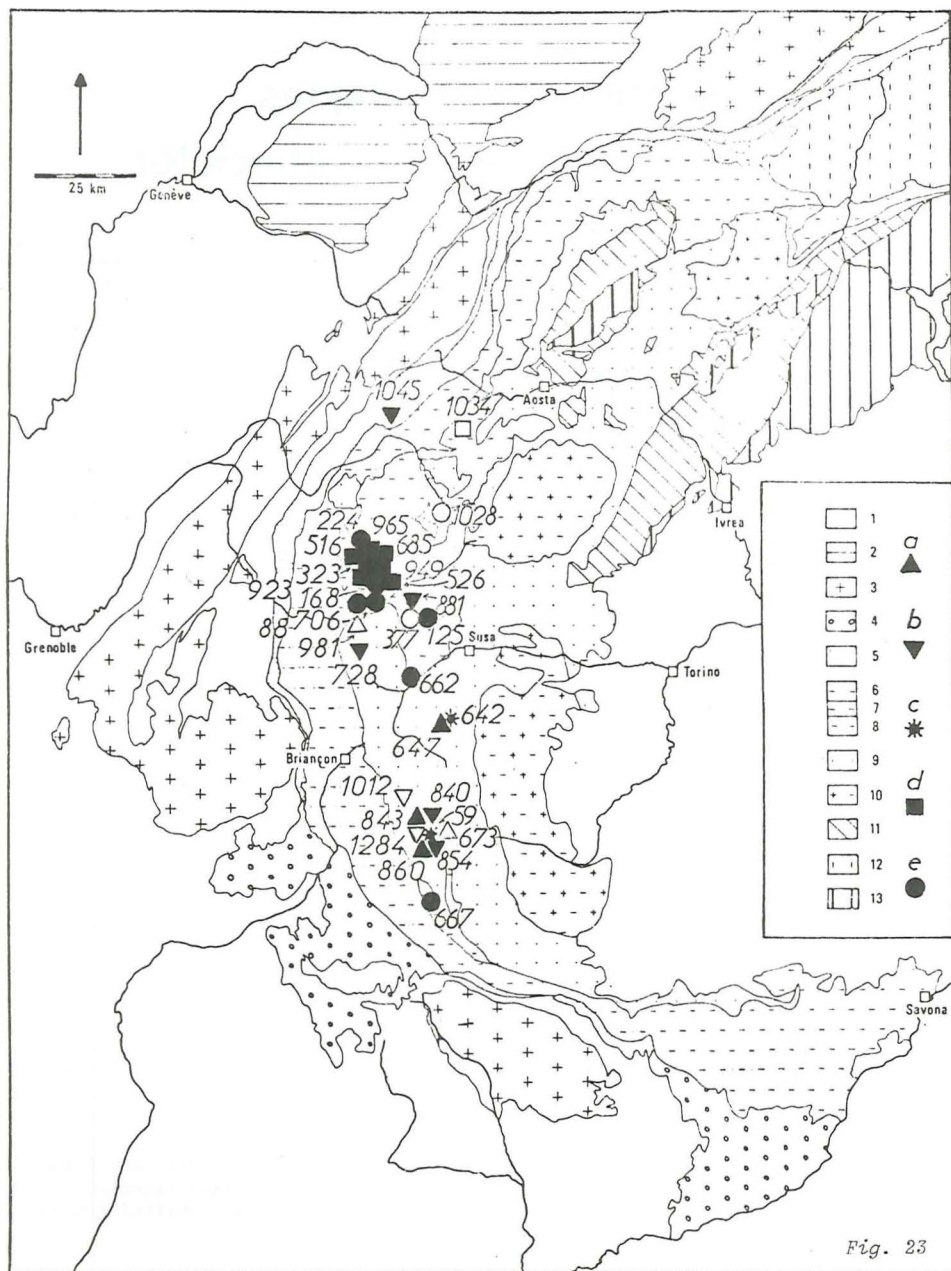
L'essentiel de l'étude minéralogique des amphiboles sodiques des Alpes occidentales a été publié récemment (BOCQUET, 1974d). Les résultats seront seulement résumés ici et complétés par quelques détails.

La répartition des échantillons étudiés d'un point de vue chimique et/ou radiocristallographique se lit dans la carte de la fig. 23. La localisation précise et les caractéristiques des roches hôtes sont rassemblées dans le tableau 1 de BOCQUET (1974d), que complète le tableau 19. Les échantillons qui ont fait l'objet de mesures optiques ne figurent pas sur ces cartes et tableaux, car ils sont trop nombreux. On en parlera dans la partie pétrographique.

Le vocabulaire utilisé est le suivant : les amphiboles bleues ou sodiques comprennent les amphiboles de la série glaucophane-riebeckite ; glaucophane *s.l.* est pris dans la même acception ou, plus souvent, se restreint au glaucophane *s.str.*, au ferroglaucophane et à la crossite ; les amphiboles alcalines désignent les amphiboles de la série glaucophane-riebeckite et celles de la série eckermannite-arfvedsonite.

CHIMISME

Les classifications utilisées pour les amphiboles sodiques sont fondées sur les taux de substitution de Fe^{III}-Al et Fe^{III}-Mg. Quatre termes extrêmes et un terme intermédiaire sont individualisés, entre lesquels la miscibilité semble complète :



glaucophane	terme $\text{Mg}_3 \text{Al}_2^{\text{VI}}$
ferroglaucophane	terme $\text{Fe}_3^{\text{III}} \text{Al}_2^{\text{VI}}$
magnésioriebeckite	terme $\text{Mg}_3 \text{Fe}_2^{\text{III}}$
riebeckite	terme $\text{Fe}_3^{\text{III}} \text{Fe}_2^{\text{III}}$
crossite	terme intermédiaire

Tableau 19. - Amphiboles bleues étudiées

Echantillons analysés (analyses totales ou partielles)

- n° 881 veine carbonatée à amphibole bleue dans calcschistes : carbonates-amph Na-chl-bi v-mica bl-opaques. W Mont Cenis, fort de la Turra. Mésozoïque piémontais.
- n° 860 glaucophanite : amphiboles Na-pyr magmatique relique-chl-jd-sph. Ceillac-St-Véran, col des Prés Bergers. Mésozoïque piémontais.
- n° 923 glaucophanite à grenat : amph Na-ép-chl-ab-sph-bi v-mica bl-cc-gr-stilp-qz-ap. Termignon, front du glacier de l'Arpont. Anténamurien Briançonnais, Vanoise méridionale.

Echantillons non analysés

- n° 673 méta-ophiolite à glaucophane : chl-mica bl-amph Na-ép-ab-sph-opaques. St-Véran, sous Roche Blanche. Mésozoïque piémontais.
- n° 718 (cf. n° 377) : marbre à glaucophane : cc-amph Na-ab-mica bl-qz-opaques. Bramans, entre les cols de Bellecombe et de l'Arella. Mésozoïque Briançonnais, massif d'Ambin.
- n° 981 métagabbro à glaucophane et lawsonite : ép-amph Na-pyr magmatique relique-ab-lw-chl-amph vert pâle-mica bl-cc-sph-opaques. Villarodin. Mésozoïque piémontais.
- n° 1012 calcschiste à glaucophane et lawsonite : cc-gl-qz-mica bl-ab-chl-lw-sph-ép-tour. Meyriès, vallon de Péas, au-dessus et à l'E de la carrière de serpentine. Mésozoïque piémontais.
- n° 1028 croûte ferrugineuse de base des "marbres chloriteux" : cc-amph Na-chl-qz-opaques. Tignes, vallon du Pâquier. Crétacé supérieur Briançonnais, Vanoise septentrionale.
- n° 1034 micaschiste à glaucophane : qz-mica bl-amph Na-chl-ab-sph-zi. Ste-Foy-en-Tarentaise, moraine de l'Avernet. Anténamurien Briançonnais, massif du Rutor.
- n° 1284 calcschiste à glaucophane : cc-amph Na-chl-opaques. St-Véran, haut vallon de l'Ubert. Mésozoïque piémontais.

Fig. 23. - Amphiboles sodiques : carte de localisation des échantillons étudiés. Légende structurale : voir fig. 1. Symboles pleins : données chimiques et physiques ; symboles creux : données physiques seulement.

a. Amphiboles bleues des méta-ophiolites piémontaises. b. Amphiboles bleues des Schistes lustrés. c. Amphiboles bleues des gisements métallifères piémontais. d. Amphiboles bleues des micaschistes et metabasites du socle Briançonnais. e. Amphiboles bleues des marbres et calcaires de la couverture Briançonnaise.

Les limites sont tracées arbitrairement à $Fe^{II}/R^{III} = 30$ et 70% et à $Fe^{II}/R^{II} = 50\%$. Cette classification est due à MIYASHIRO (1957) qui employait le nom de subglaucophane à la place de celui de crossite, maintenant adopté plus généralement. DEER *et al.* (1962, II), BORG (1967) et ERNST (1968) ont repris cette classification, avec le terme de crossite, tandis que TRÖGER (1967) utilise les limites de $Fe^{II}/R^{III} = 1/3$ et $2/3$ pour séparer le glaucophane *s.str.* de la crossite, et celle-ci de la riebeckite. Des classifications antérieures (par exemple KUNITZ, 1930) distinguaient seulement les trois termes : glaucophane, crossite, riebeckite.

Dans le diagramme de MIYASHIRO (fig. 24) les analyses de l'auteur sont représentées par les symboles pleins. Les analyses des échantillons n° 881 (analyse partielle), 860 et 923 (poudres non homogènes) ont été reportées à titre indicatif ; on en discutera plus loin. On voit dans ce diagramme que les amphiboles analysées par l'auteur sont surtout des ferroglaucophanes et des crossites magnésiennes. Le ferroglaucophane qui était considéré comme très rare, a été cité récemment à plusieurs reprises dans diverses parties du monde (IWASAKI, 1963; HOFFMANN, 1970, 1972 ; ERNST *et al.*, 1970 ; MAKANJUOLA et HOWIE, 1972 ; BLACK, 1970, 1973). Le glaucophane *s.str.* est bien représenté dans des roches ophiolitiques et des calcschistes piémontais (analyses de la littérature ; à celles qui ont déjà été reprises ou discutées dans BOCQUET, 1974d, ont été ajoutés deux échantillons provenant de méta-ophiolites de Zermatt. BEARTH, 1973, et un échantillon de la zone Sesia-Lanzo, DAL PIAZ *et al.*, 1973, éch. KAW 684).

La distribution des types d'amphiboles en fonction de la roche encaissante est intéressante. Les méta-ophiolites possèdent surtout du glaucophane *s.str.* Certains calcschistes aussi, mais les roches quartzitiques ou les marbres qui font partie du même ensemble des Schistes lustrés ont du ferroglaucophane, de la crossite ou de la riebeckite (celle-ci associée à des gisements métallifères). C'est parmi les roches du socle Briançonnais que l'on trouve la majorité des ferroglaucophanes, avec quelques crossites. Les calcaires mésozoïques Briançonnais renferment surtout des crossites ou des amphiboles sodiques encore plus ferrières.

Les variations de la composition peuvent se représenter aussi dans un diagramme triangulaire $Al^{VI}-Fe^{tot}-Mg$, où apparaissent les principales substitutions possibles (fig. 25). Ce diagramme met en évidence les faits suivants :

- les amphiboles sodiques provenant des calcaires et marbres du Mésozoïque Briançonnais sont peu alumineuses ($Al^{VI}/Al^{VI}+Fe^{tot}+Mg < 0,20$) ;
- celles qui proviennent des micaschistes et glaucophanoschistes du socle Briançonnais sont relativement alumineuses ;
- celles qui proviennent des méta-ophiolites piémontaises sont relativement magnésiennes ($Mg/Al^{VI}+Fe^{tot}+Mg > 0,39$).

Il existe une nette corrélation entre les teneurs en Fe^{II} et Fe^{III} de l'amphibole sodique et de la roche encaissante (COLEMAN et PAPIKE, 1968 ; BOCQUET, 1974d). C'est le cas également pour les amphiboles calciques (LEAKE, 1968). Dans le diagramme de la fig. 26 les valeurs des rapports Fe^{II}/R^{II} et Fe^{II}/R^{III} sont établies en millièmes pour 100 g (les points représentant les amphiboles sont légèrement déplacés vers la gauche par rapport aux proportions atomiques). Les amphiboles les plus ferriques concentrent le Fe^{III} de la roche. De même les ferroglaucophanes concentrent le Fe^{II} de la roche. Quelques

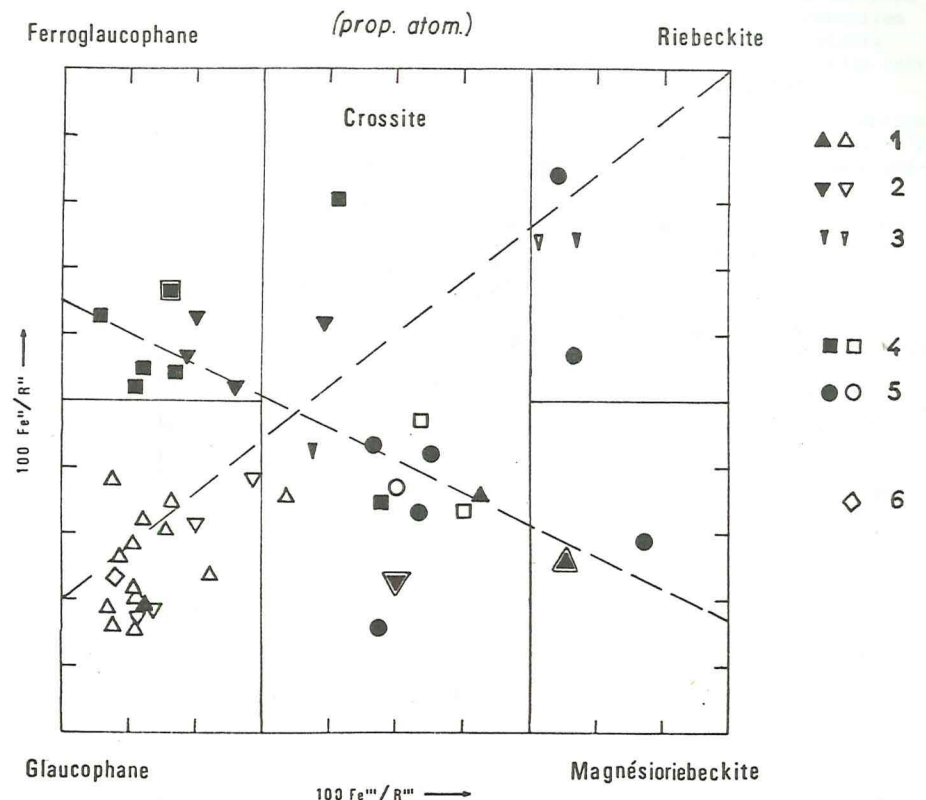


Fig. 24. - Amphiboles sodiques : composition chimique dans le diagramme de MIYASHIRO, d'après BOCQUET (1974d) complété par : 3 échantillons de l'auteur (n° 860, 881 et 923, discutés dans le texte), 2 échantillons de la zone Zermatt et 1 échantillon de la zone Sesia. Les lignes en tirets sont les lignes de liaison proposées par l'auteur. Symboles noirs : échantillons de l'auteur ; symboles creux : échantillons de la littérature. 1, 2 et 3 : zone piémontaise et Versoyen ; 1. Méta-ophiolites ; 2. Calcschistes, micaschistes ; 3. Gisements métallifères. 4 et 5 : zone Briançonnaise ; 4. Micaschistes, glaucophanoschistes ; 5. Calcaires et marbres. 6. zone Sesia-Lanzo.

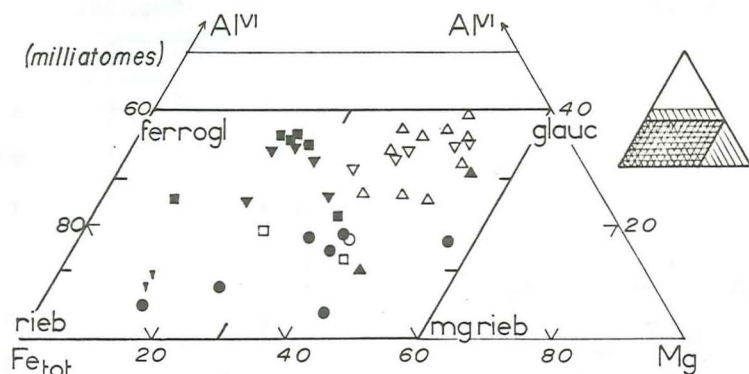


Fig. 25. - Amphiboles sodiques : diagramme $Al^{VI}-Fe_{tot}-Mg$.
Mêmes symboles qu'en fig. 24.

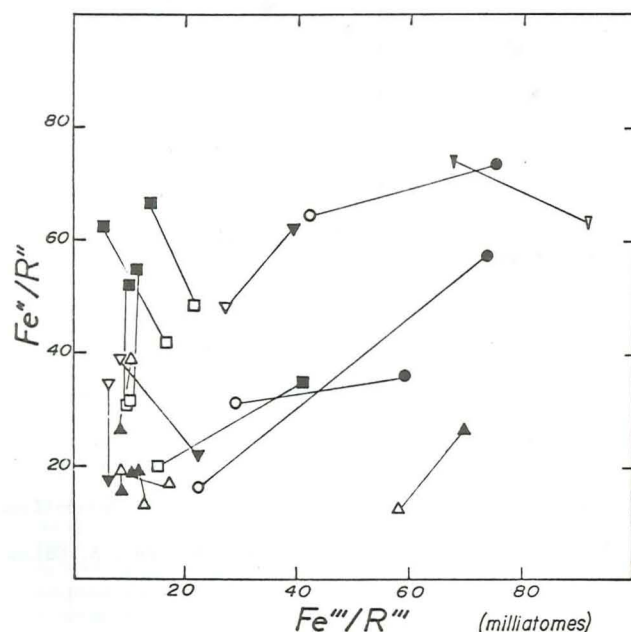


Fig. 26. - Amphiboles sodiques : relations entre le chimisme de l'amphibole (symboles noirs) et celui de la roche hôte (symboles creux).
Mêmes symboles qu'en fig. 24 et 25.

glaucophanes *s.str.* sont moins riches en Fe^{II} que la roche hôte et à peu près aussi riches en Al : dans ces roches (certaines éclogites et glaucophanites étudiées par BEARTH, calcschistes étudiés par CHATTERJEE) un ou plusieurs autres minéraux (grenat, chlorite ??) doivent constituer des phases plus ferrières.

Toutefois une variation zonéographique de la composition de l'amphibole n'est pas exclue par l'échantillonnage dont on dispose. Il faudrait, pour l'étudier, comparer des amphiboles issues d'un grand nombre de roches de même chimisme.

Les teneurs en Al tétracoordonné sont assez constantes, quelles que soient celles en Al hexacoordonné : le diagramme de la fig. 27 ne montre pas de corrélation entre elles (cf. MIYASHIRO, 1957).

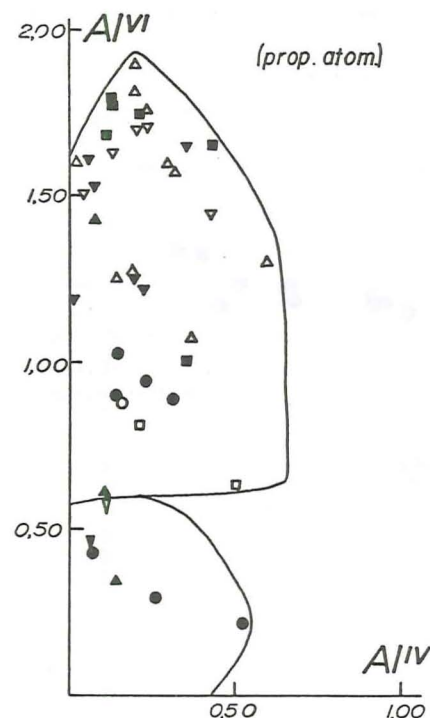


Fig. 27. - Amphiboles sodiques : diagramme $Al^{VI}-Al^{IV}$.
Les champs dessinés englobent d'une part glaucophane-ferroglaucophane-crossite, d'autre part riebeckite-magnésioriebeckite.
Mêmes symboles que pour les fig. 24 à 26.

Dans les amphiboles sodiques étudiées existe une certaine teneur en Ca qui montre un maximum pour le glaucophane *s.str.* et un minimum pour la crossite (BOCQUET, 1974d). Le site A restant libre, puisque la somme $Na+Ca+K \approx 2,000$, il y aurait substitution $Ca_2Mg_2 \leftrightarrow Na_2Al_2^{VI}$: c'est-à-dire une solution solide avec le groupe des trémolites-actinotes. Pour IWASAKI (1963) et pour COLEMAN et PAPIKE (1968) un hiatus de miscibilité existerait entre environ $Gl_{80}Act_{20}$ et $Gl_{50}Act_{50}$. Le degré de

miscibilité pourrait être fonction du degré de métamorphisme, l'augmentation de température favorisant les solutions solides. Toutefois les analyses effectuées par E.H. BROWN (1974) à la microsonde tendraient à montrer l'absence d'hiatus de miscibilité au moins dans certaines conditions de P-T.

Le calcul des pourcentages moléculaires de glaucophane-riebeckite-actinote-cummingtonite et Al-tschemmakite a été effectué suivant la méthode décrite dans BOCQUET (1974d). Le calcul de cummingtonite-grunérite a été rendu nécessaire par l'excès occasionnel d'atomes Y ($R''+R'''$) sur X ($Ca+Na$) et celui de molécules du terme théorique d'alumino-tschemmakite par l'excès d' Al^{VI} sur Na présenté par deux échantillons.

Le maximum de solution solide avec l'actinote-trémolite se situe pour les amphiboles étudiées (échantillons de l'auteur ou de la littérature) à environ $G170Act30$ (fig. 28 ; cf. fig. 31b, p. 123). Les solutions solides entre les amphiboles de la série cummingtonite-grunérite et les amphiboles calciques ou sodiques sont limitées par les différences dans leurs structures (polyèdres $M(4)-O$: PAPIKE *et al.*, 1969). Dans les (Mg)riebeckites analysées, X ne dépasse jamais beaucoup la valeur de 2,000 (on a 2,10 pour l'échantillon n° 224; pour les autres $X < 2,01$) et le site A reste donc à peu près libre. Ceci indique une solution solide presque nulle entre riebeckite et arfvedsonite.

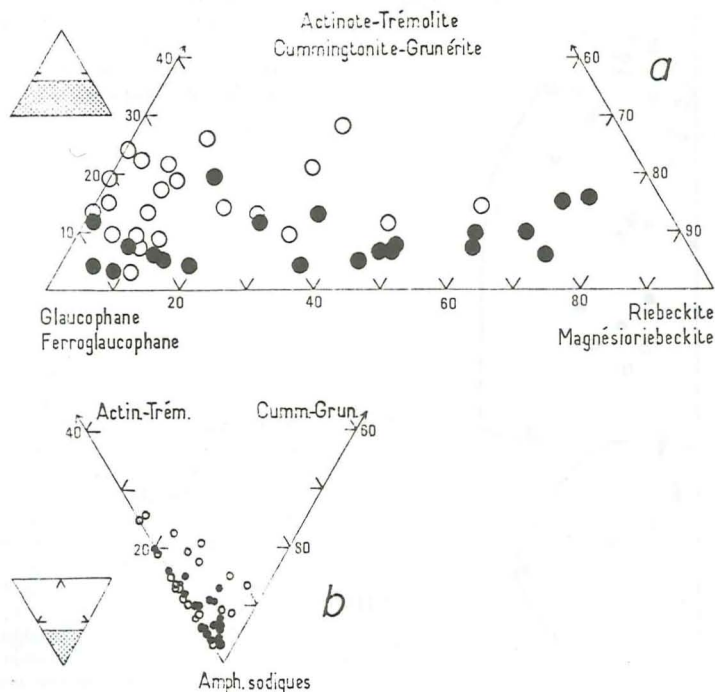


Fig. 28. - Amphiboles sodiques : extension des solutions solides avec l'actinote-trémolite (a) et avec la cummingtonite-grunérite (b) (d'après BOCQUET, 1974d, complété). Ronds noirs : échantillons Bocquet ; ronds creux : échantillons de la littérature.

Analyses partielles ou effectuées sur matériel non homogène

Les données chimiques obtenues sur 3 échantillons [tableau 20] demandent discussion. Les localisations exactes ont été données dans le tableau 19.

1. n° 881 (filon carbonaté dans les calcschistes du Mont Cenis, fort de la Turra).

L'analyse de cet échantillon est partielle et fut effectuée sur une poudre incomplètement purifiée en raison de la finesse des aiguilles de l'amphibole. Celles-ci sont fortement zonées. Les impuretés sont constituées de carbonate surtout, d'albite et peut-être de quartz, ce que l'on retrouve dans les chiffres obtenus pour CaO et Na_2O , chiffres qui sont trop élevés pour une amphibole sodique. On a tenté de calculer les proportions atomiques après avoir effectué diverses corrections, mais sans obtenir de formule équilibrée. Un exemple en est donné dans le tableau 20, après déduction de calcite, albite et quartz. Il est probable que trop de fer a été dosé comme ferrique. Quoiqu'il en soit, les différentes valeurs obtenues au cours de ces calculs pour les rapports des cations octaédriques ont toutes mené à une détermination de crossite. On verra plus loin que ses caractères radiocristallographiques sont ceux d'une riebeckite.

2. n° 860 (méta-ophiolite piémontaise à Ceillac - Saint-Véran).

Quoique la poudre soit apparue optiquement bien purifiée, à l'analyse l'échantillon s'est montré riche en MgO (ainsi qu'en Fe_2O_3) et pauvre en Al_2O_3 et en Na_2O . Une distribution des proportions atomiques entre les molécules d'amphiboles sodiques et calciques a laissé un pourcentage important de Mg non attribué, pouvant correspondre par exemple à de la cummingtonite ou à du talc. En effet, les raies du talc étaient apparues sur le diagramme de poudre, ce qui semblerait écarter l'hypothèse d'une erreur de dosage à l'analyse. Immersée dans des liqueurs, la poudre montre des traces d'un minéral d'allure phylliteuse, d'indice moyen de l'ordre de celui du talc, mais rare.

Après déduction de 20 % de talc, l'analyse recalculée a donné des proportions atomiques de magnésioriebeckite, où la faiblesse en Al mène à des valeurs de R'' et de R''' mal équilibrées. Les proportions moléculaires des différentes amphiboles seraient alors : $(Fe)glau_{13,4}-(Mg)rieb_{47,6}-act_{17,8}-cumm_{21,2}$. Une nouvelle étude de ce minéral est souhaitable. Ses caractères radiocristallographiques sont ceux d'une magnésioriebeckite ou riebeckite.

3. n° 923 (glaucophanite du socle de Vanoise à Termignon)

La finesse des grains n'a pas permis, pour cet échantillon, d'arriver à une purification suffisante : à la loupe et sur le diffractogramme de poudre on décelait encore la présence de micas blancs, de chlorite, de quartz et d'albite, peut-être de sphène (de l'ordre d'une dizaine de pourcents au total). Si on déduit 5 % de mica blanc et 2 % de chacun des autres minéraux, il reste trop de chaux pour que la formule soit équilibrée. Telle quelle, elle mène à une détermination de ferroglaucophane, ce que confirment les caractères radiocristallographiques. La roche contenant quelques reliques de hornblende, il est possible que celle-ci soit à l'origine de la teneur en chaux de l'analyse.

Tableau 20. - Amphiboles bleues : données chimiques, radiocristallographiques et optiques concernant 3 échantillons. Analyses corrigées en fonction d'impuretés restées dans la poudre; résultats ramenés à 100 %.

n° échant.	% p o i d s			proportions atomiques (base O = 23)			
	860 LDP	881 Gren.	923 LDP		860	881	923
SiO ₂	54.49	56.00	51.84	Si	7.854	7.792	7.527
Al ₂ O ₃	2.84	9.70	10.75	Al ^{IV}	0.146	0.208	0.473
Fe ₂ O ₃	10.81	13.64	3.06	Al ^{VI}	0.339	1.381	1.367
TiO ₂	0.15	0.31	1.73	Fe ³⁺	1.169	1.430	0.331
FeO	7.91	3.14	13.50	Ti	0.017	0.033	0.192
MgO	12.01	6.02	3.68	R ³⁺	1.525	2.844	1.890
MnO	0.23	-	0.22	Fe ²⁺	0.953	0.368	1.640
CaO	2.94	0.92	7.74	Mg	2.581	1.246	0.794
Na ₂ O	5.52	7.95	4.11	Mn	0.026	-	0.026
K ₂ O	-	0.12	0.72	R ²⁺	3.560	1.614	2.460
P ₂ O ₅	0.02	-	0.57	R ³⁺ +R ²⁺ =Y	5.085	4.458	4.350
H ₂ O ⁺	2.98	2.20	2.02	Ca	0.450	0.134	1.204
H ₂ O ⁻	0.10	-	0.06	Na	1.541	2.140	1.151
Total	100.00	100.00	100.00	K	-	0.017	0.131
				Z	1.991	2.291	2.486
				Total	15.076	14.749	14.836
proportions moléculaires				constantes réticulaires			
(Fe)glauc	17	59	66	a ₀ (Å)	9.717	9.609	9.559
(Mg)rieb	60	41	12	± (σ)	0.010	0.030	0.007
act-trém	22		21	b ₀ (Å)	17.946	17.909	17.817
cum-grun	1			± (σ)	0.007	0.023	0.019
propriétés optiques				c ₀ (Å)	5.307	5.313	5.314
n _z	1.639	1.677	1.649	± (σ)	0.004	0.006	0.005
	± 0.001	± 0.001	± 0.001	β (°)	103.675	103.062	103.793
n _y	1.639	1.673	1.647	± (σ)	0.0014	0.0043	0.0018
	± 0.001	± 0.002	± 0.001	volume (Å ³)	899.2	890.7	879.0
n _x	1.617	1.667	1.629	±	2.0	4.9	2.4
	± 0.001	± 0.003	± 0.001				
Δ	0.022	0.010	0.020				
	± 0.002	± 0.004	± 0.002	densité	env. 3,10	variable	env. 3,22

Variations de chimisme étudiées à la microsonde

Quatre sections de cristaux zonés d'amphibole sodique ont été étudiées en traversées à la microsonde (type Cameca, étude effectuée au C.E.N.Grenoble). Ce sont :

1. (n° 377) section basale et section allongée de glaucophane s.l. ; calcaire mésozoïque ; Bramans, entre les cols de l'Arella et de Bellecombe. Même affleurement que la crossite analysée par GAY (1972). Les caractères radiocristallographiques d'une poudre de cet affleurement (n° 718) sont ceux d'une riebeckite ou magnésioriebeckite. Dans ce gisement la grande variation des caractères optiques d'un échantillon à un autre suggère de fortes variations de composition. Traversées Fe, Mg, Al, Mn, Na, Ca.
2. (n° 88) section allongée de glaucophane s.l. ; calcaire jurassique ; Roc du Bourget près de Modane. Crossite suivant l'analyse chimique totale (BOCQUET, 1969 et 1974d). Traversées Fe, Mg, Mn effectuées à plusieurs endroits du même cristal.
3. (n° 168) section allongée de riebeckite (?) ; calcaire liasique ; col de Belle Place à Termignon. Traversée Fe.

1. n° 377, section basale (losangique) et section allongée

Les variations de chimisme mises en évidence par les traversées effectuées (BOCQUET, 1974d) peuvent se résumer comme suit :

- les 2 sections comportent un noyau glaucophanique légèrement zoné, nettement séparé du reste du grain ;
- autour de ce noyau l'amphibole est tout d'abord riche en molécule de riebeckite, puis évolue vers le pôle glaucophanique, soit directement, soit en se dirigeant momentanément vers le pôle ferroglaucophane ;
- le passage des clivages se marque par de brusques sauts dans la composition.

2. n° 88, section allongée

Au microscope ce cristal apparaît légèrement zoné, avec un clivage (pl. A c, p. 197). A l'analyse l'amphibole de cet affleurement a montré un chimisme de crossite. On a effectué plusieurs traversées pour Fe, Mg et Mn suivant différentes coupes au travers du cristal. Des phénomènes analogues à ceux de l'échantillon précédent apparaissent, mais beaucoup plus atténués (fig. 29a et b) :

- une légère forme générale en cloche pour Fe et en cuvette pour Mg
- des régions délimitées par les clivages
- ces régions elles-mêmes zonées de manière parfois complexe
- une région centrale moins riche en fer que la région l'entourant immédiatement (les traversées sont restées sur le bord de cette région).

3. n° 168, section allongée

Il s'agit d'une riebeckite d'après l'analyse. On y a effectué une traversée Fe (fig. 29c). Ce profil montre des chutes brusques au passage des clivages, un profil général de niveau assez constant, mais une région excentrée, zonée en cloche, à teneur plus forte en Fe.

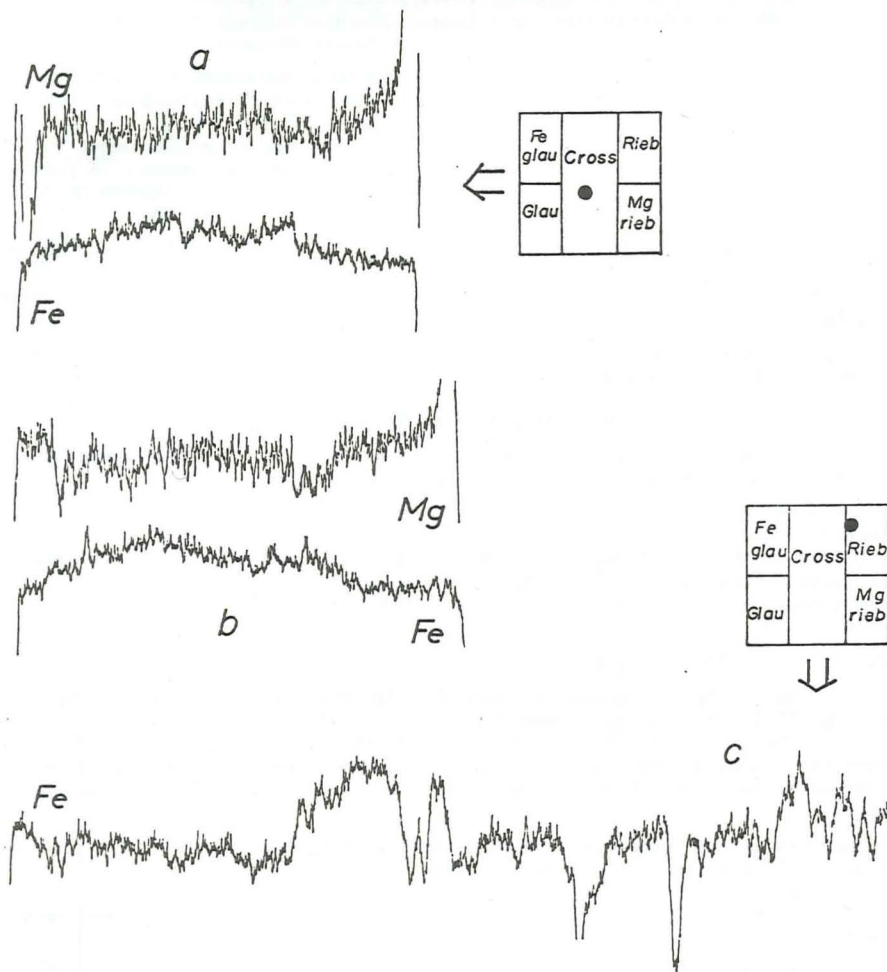


Fig. 29. - Amphiboles sodiques : zonation des échantillons n° 88 (a, b) et 168 (c) provenant de calcaires mésozoïques briançonnais ; sections allongées. Les compositions globales obtenues par l'analyse chimique classique sont figurées dans le diagramme de MIYASHIRO.

Plus qu'elles ne permettent une conclusion génétique de ces zonations, ces quelques études effectuées à la microsonde sur des gisements assez semblables (ces amphiboles proviennent toutes de roches carbonatées de la couverture mésozoïque briançonnaise) soulignent la complexité du phénomène. Dans les amphiboles étudiées les noyaux pourraient être considérés comme les témoins d'un premier stade de cristallisation, car leurs limites sont nettes avec les régions voisines. Mais on ne peut préciser dans quelle mesure la zonation des autres régions est primaire ou acquise, par exemple par lessivage de la part de fluides s'introduisant par les clivages.

Dans certains cas la zonation peut être due à la disponibilité locale des éléments, par exemple lorsque l'amphibole bleue altère un pyroxène magmatique ou un almandin antérieur, une zonation très nette se remarque dans le sens d'une diminution de l'intensité de la coloration à partir du contact avec le grain altéré (cf. pl. S b et d) [diminution de Fe_{tot} ou de Fe^{III} ?].

DONNEES RADIOCRISTALLOGRAPHIQUES

L'ensemble des raies obtenues par diagramme de poudre concordent avec celles qui sont citées dans les fiches ASTM n° 19-1061, 20-376 et 20-453, dues à BORG. On trouvera en annexe (p. 160) la liste des raies d'un ferroglaucophane, qui se rapprochent de celles du glaucophane ou de la crossite.

Il est vraisemblable qu'aux cristaux zonés correspond un élargissement des raies, mais le phénomène reste très limité et on n'est pas parvenu à le quantifier de quelque manière.

L'introduction de Fe^{III} en position octaédrique augmente les paramètres a et b du réseau. Cette tendance se traduit sur les diagrammes de poudre par des déplacements des raies pour lesquelles h et k sont différents de 0. Deux courbes de corrélation ont été tracées, mettant en relation Fe^{III}/R^{III} et les valeurs mesurées sur diagramme pour les raies 310 et 110. La corrélation est meilleure avec la raie 310 qu'avec 110. La teneur en Fe^{III} ne semble pas avoir d'influence (BOCQUET, 1974d).

En tenant compte de ces lignes de régression on obtient les valeurs suivantes du rapport 100 Fe^{III}/R^{III} pour les amphiboles dont on n'a pas effectué d'analyse chimique totale ou dont la poudre analysée n'était pas homogène. On remarque dans ces diagrammes que des amphiboles fibreuses, que le microscope montre très zonées, mais qui ont des orientations optiques de crossite ou même de glaucophane s.str. et un chimisme de crossite, ont des caractères radiocristallographiques de riebeckite ou de magnésioriebeckite.

n°	provenance	100 Fe ³⁺ /R ³⁺		nature (d'après d ₃₁₀)
		(d ₃₁₀) + 15 %	(d ₁₁₀) + 35 %	
673	St-Véran	51,5	41	crossite
718	Bramans, cols Belle-combe/Arella	73,5	58	riebeckite ou Mg-riebeckite
860	St-Véran/Ceillac	89,5	77	riebeckite ou Mg-riebeckite
881	Mont Cenis, la Turra	85	74	riebeckite ou Mg-riebeckite
923	Termignon, Arpont	16	0	glaucothane ou ferroglaucophane
981	Villarodin	65	59	crossite
1012	Meyriès, Péas	29	28	glaucothane ou ferroglaucophane
1028	Tignes, Pâquier	58	62	crossite
1034	Ruitor, Avernnet	32	41	crossite
1284	St-Véran	87	78	riebeckite ou Mg-riebeckite

Paramètres réticulaires

Les valeurs des paramètres réticulaires montrent l'influence prépondérante de la teneur en Fe³⁺ sur les paramètres a₀, b₀ et le volume, la teneur en Fe²⁺ jouant un rôle mineur. Pour le paramètre c₀ c'est l'inverse : la teneur en Fe²⁺ a une action déterminante (BOCQUET, 1974d).

CARACTERES OPTIQUES ET DENSITE

L'orientation optique des amphiboles sodiques montre 4 types différents (BORG, 1967), que l'on peut identifier en lame mince avec une platine normale :

glaucothane (G)	plan des axes optiques // 010	b = y c = z	} b : violet lavande, pourpre
crossite (C)	plan des axes optiques ⊥ 010	b = z c = y	
osannite (O)	plan des axes optiques ⊥ 010	b = z c = x	} b : bleu grisâtre
riebeckite (R)	plan des axes optiques // 010	b = y c = x	

Les ferroglaucophanes étudiés ont la même orientation que le glaucothane (G). Le changement d'orientation de G à C a lieu pour (Fe_{tot}+Ti+Mn)/Y compris entre 40 et 45.

Les valeurs obtenues pour les indices de réfraction, ainsi que pour la densité augmentent avec la teneur en Fe (BOCQUET, 1974d, fig. 10).

Amphiboles calciques ou calco-sodiques

Les amphiboles apparaissant d'un vert plus ou moins bleuté au microscope se rencontrent assez fréquemment dans les Alpes occidentales. De taille réduite du côté ouest elles prennent un grand développement vers le côté interne de la chaîne, où certaines amphibolites en sont essentiellement formées. Elles sont souvent issues de l'altération d'amphiboles sodiques. Dans la littérature elles portent les noms de hornblende, actinote, édénite, barroisite, ou hornblende subcalciue (FABRIES, 1966). Il existe aussi de fines amphiboles incolores ou vert très pâle, particulièrement du côté externe de la chaîne.

On a étudié spécialement deux amphiboles vert bleu qui proviennent de l'ensemble des Schistes lustrés piémontais, aux environs de la frontière italienne (fig. 30) :

- n° 955, amphibolite à mica blanc, chlorite, sphène. Bessans, Avérole, torrent d'Entre-deux-Ris
- n° 956, épidotite à amphibole, chlorite, calcite, biotite vert bronze. Val-d'Isère, moraine du glacier des sources de l'Isère.

CHIMISME

Le tableau 21 présente les résultats de l'analyse des deux amphiboles. Dans la classification de LEAKE (1968) il s'agit d'amphiboles subcalciue (1,00 < Ca < 1,50). L'échantillon n° 955 (Avérole) est une ferri-actinote subcalciue et l'échantillon n° 956 (Val-d'Isère) une ferri-hornblende actinotique subcalciue (fig. 31a). En effet le site A est inoccupé (Na+Ca+K = 2,00); Fe³⁺ > Fe²⁺, la somme de Fe³⁺+Fe²⁺ étant supérieure à 1,00 (d'où le préfixe de ferri) ; le rapport mg (100Mg/R³⁺+Fe³⁺) est compris entre 0,50 et 0,90 ; Si est compris entre 7,50 et 8,00 (n° 955) ou entre 7,50 et 7,25 (n° 956).

Différentes amphiboles vertes ou vert bleu citées dans la littérature ont été reportées dans le diagramme de la fig. 31a. Ce sont (dénomination d'après la classification de LEAKE, 1968) :

- 1 hornblende actinotique subcalciue provenant d'une roche à hb-ép. Ensemble des Schistes lustrés piémontais, zone de Zermatt-Saas s.l. BEARTH (1967, n° 0.32)
- 1 magnésiohornblende calciue provenant d'une prasinite à hornblende et zoisite. Idem, n° PB 1302a
- 2 trémolites calciue provenant d'un schiste serpentiniteux et d'un métagabbro. Zone des Stura. NICOLAS (1966, fiches n° 20 et 21)

Tableau 21. - Amphiboles bleu vert : données chimiques, radiocristallographiques, optiques et densité

% oxydes			proportions atomiques (base O = 23)			
échant.	955	956	955		956	
analyse	Gren. 807	Gren. 808				
SiO ₂	54.75	50.90	Si	7.606)	7.255)	8.000
Al ₂ O ₃	2.40	5.90	Al ^{IV}	0.392)	0.745)	
Fe ₂ O ₃	11.35	10.80	Al ^{VI}	-)	0.249)	1.535
TiO ₂	0.25	1.20	Fe ³⁺	0.002)	1.157)	
FeO	0.70	6.20	Ti	1.182)	0.129)	
MgO	17.25	11.70	Fe ²⁺	0.025)	0.738)	3.247
MnO	0.15	0.20	Mg	0.083)	2.484)	
CaO	9.80	9.75	Mn	3.569)	0.025)	2.029
Na ₂ O	1.80	1.85	Ca	0.017)	1.490)	
K ₂ O	0.05	0.15	Na	1.459)	0.514)	
P ₂ O ₅	0.05	0.15	K	0.484)	0.025)	Total
H ₂ O ⁺	1.65	1.30	14.827		14.811	
H ₂ O ⁻	-	-	100Mg/R ²⁺ +Fe ³⁺ 73.6		56.4	
Total	100.20	99.50				

données optiques			constantes réticulaires			
n _z	1.647	1.652	a ₀	9.827 ± 0.015 Å	9.809 ± 0.011 Å	
	± 0.001	± 0.001	b ₀	18.108 ± 0.025 Å	18.111 ± 0.028 Å	
n _y	1.638	1.646	c ₀	5.242 ± 0.009 Å	5.251 ± 0.011 Å	
	± 0.001	± 0.001	β	105.30 ± 0.002°	105.32 ± 0.002°	
n _x	1.625	1.632	volume	899.7 ± 4.2 Å ³	899.7 ± 4.3 Å ³	
	± 0.001	± 0.001				
Δ	0.022	0.020				
	± 0.002	± 0.002				
2V _x	83 ± 6	n.m.	densité	env. 3,08	env. 3,18	

Fig. 30. - Amphiboles bleu vert, pyroxènes sodiques, épidotes, lawsonite et pumpellyite : carte de localisation des échantillons étudiés.

Légende structurale : voir fig. 1.

Symboles pleins : données chimiques et physiques ; symboles creux : données physiques seulement.

a. Amphiboles bleu vert. b. Pyroxène sodique. c. Epidote. d. Lawsonite.

e. Pumpellyite.

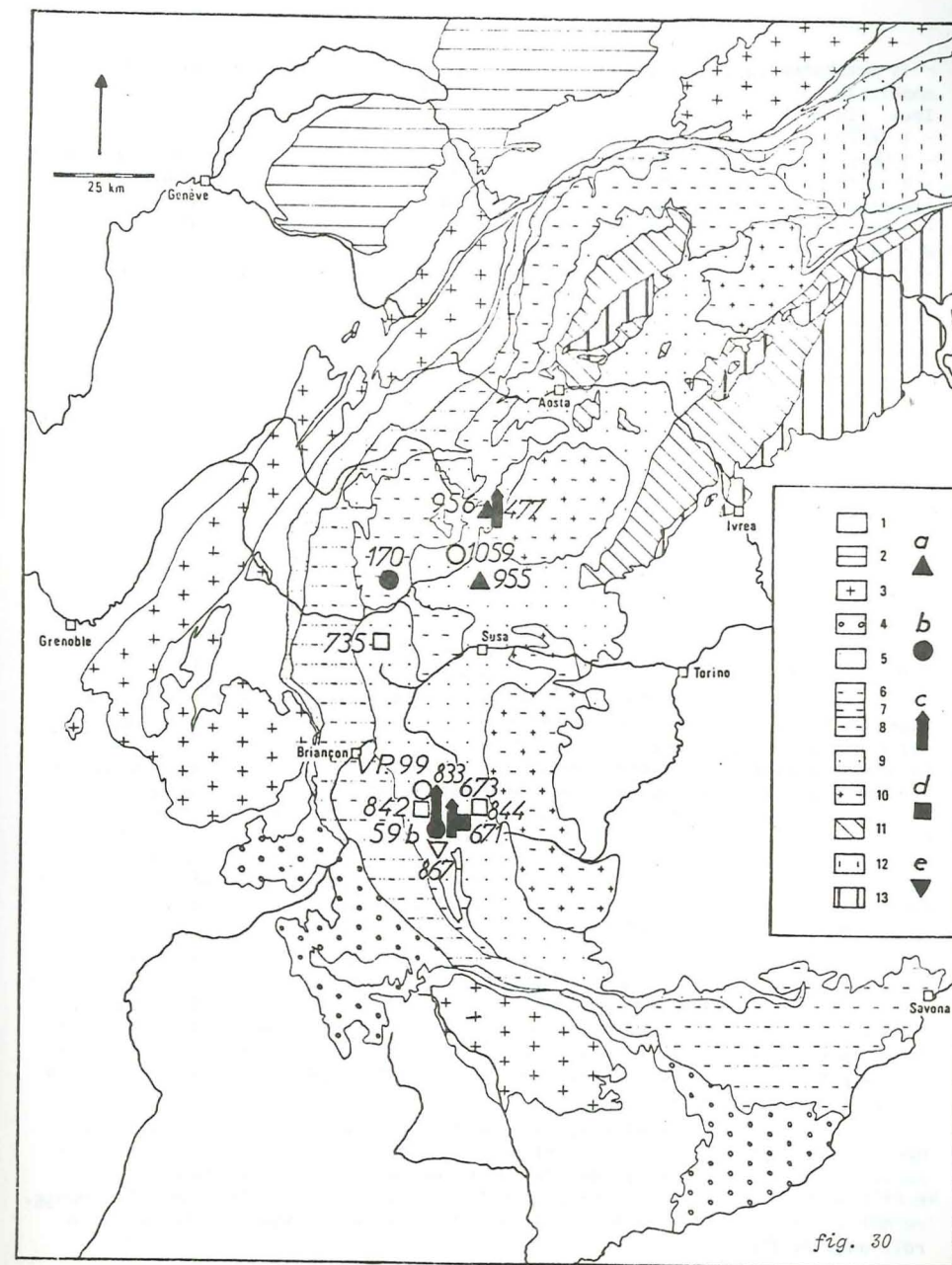


fig. 30

- 14 actinotes calciques provenant de métagabbros, pyroxénites, talcschistes à amphibole, chloritoschistes à amphibole, schiste éclogitique à glaucophane. Idem, fiches n° 22 à 35

- 1 ferro-actinote calcique provenant d'une prasinite. Idem, fiche n° 36

- 1 hornblende actinotique calcique provenant d'une prasinite. Idem, fiche n° 37

- 2 actinotes subcalciques provenant d'un schiste prasinitique à phengite et glaucophane et d'une prasinite à glaucophane. Idem, fiches n° 38 et 39

- 1 magnésiohornblende subcalcique provenant d'une amphibolite à grenat. Partie W de la zone de Furgg ["Stockknubelzone"]. WETZEL (1972, n° F 79)

- 2 magnésiohornblendes calciques provenant de prasinites. Idem, n° F 61 et 45

- 1 ferrohornblende calcique (contenant 20 % de molécule d'Al-tschermakite) et 1 hornblende actinotique calcique provenant de gneiss albitiques. Zone Sesia. LATTARD (1974).

Deux autres amphiboles citées, l'une par BEARTH et l'autre par WETZEL, pour lesquelles $X > 2,50$, ne peuvent être reportées dans cette grille ; elles portent les noms, toujours dans la classification de LEAKE, de hornblende édnitique et de hornblende pargasitique ferreuse respectivement.

Quatre amphiboles vertes analysées par GAY (1972), provenant du massif d'Ambin, sont considérées comme de cristallisation anté-alpine. Ce sont des amphiboles calciques, respectivement une magnésiohornblende, deux hornblendes tschermakitiques et une tschermakite ($Mg/F^{IV}+Fe^{IV} = 76, 62, 56$ et 50 pour $Si = 6.82, 6.32, 6.38$ et 6.19).

Les analyses de 3 amphiboles à faciès asbeste sont citées par LACROIX (1962). Elles proviennent du Petit-Saint-Bernard (1 échantillon) et de la Tarentaise (sous le col du Mont ?, 2 échantillons). Ce sont une ferro-actinote calcique, une hornblende actinotique calcique et une trémolite calcique [analyse ancienne, fer non dosé ?].

Les données publiées par WENK *et al.* (1974) sur les amphiboles calciques des Alpes lépontines et par WETZEL (1974) sur les amphiboles calciques et calco-sodiques de la zone de Furgg, fournissent un abondant matériel de comparaison. Il existe une nette corrélation entre le chimisme de l'amphibole, spécialement la teneur en Mg, et celui de la roche hôte. Dans les Alpes centrales les amphiboles ne montrent guère de relation avec le degré de métamorphisme tel que le traduisent les teneurs en anorthite des plagioclases, mais dans la zone de Furgg l'évolution chronologique qui se fait avec une diminution de la pression et une augmentation de la température, se parallélise avec un changement de la nature des amphiboles : d'abord glaucophane, puis "barroisite" et autres amphiboles bleu vert, puis hornblende actinotique.

Calculées en molécules de (ferro)glaucophane, (magnésio)riebeckite, alumino-tschermakite, actinote et cummingtonite (*cf. supra, fig. 28*), les deux nouvelles analyses donnent des valeurs presque identiques. Dans le diagramme de la *fig. 31* les autres amphiboles bleu vert analysées des Alpes occidentales ont été également reportées. On y voit que la solution solide, entre actinote et amphibole sodique s'étend jusqu'à $Act_{50}Gl_{1}Rb_{50}$, valeur identique à celle citée par IWASAKI (1963).

Dans un gabbro laminé de la zone Zermatt-Saas *s.l.*, dans le Valtournanche, une amphibole bleu vert (KIENAST, 1964) appartient, dans la classification de LEAKE, aux hornblendes ferro-tschermakitiques subcalciques ($Si = 6,41$; $mg = 0,375$). Les proportions moléculaires sont de $act_{59}cumm_{6}Na-amph_{35}$, ce qui la fait se reporter à l'intérieur de l'hiatus de miscibilité qui apparaît dans la *fig. 31b*.

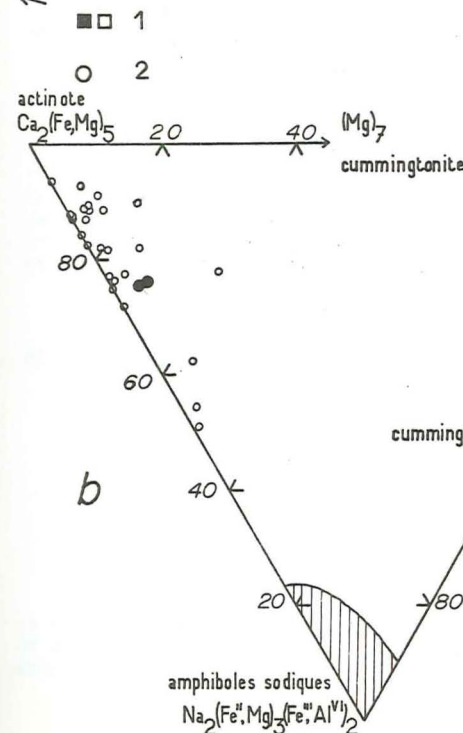
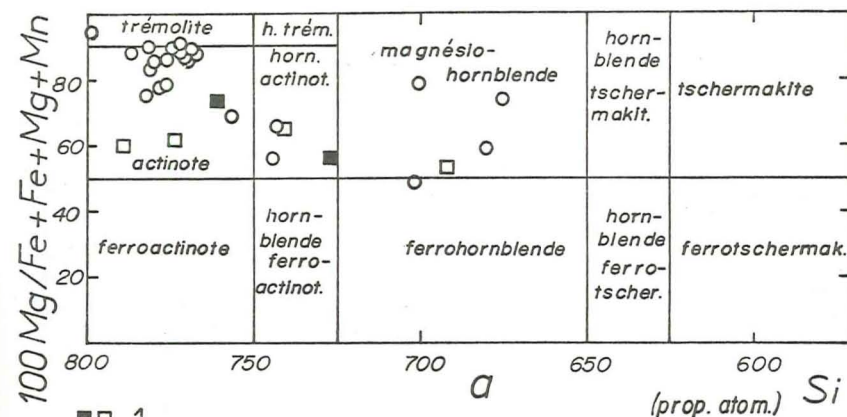


Fig. 31. - Amphiboles bleu vert : classification de LEAKE (a) et proportions moléculaires actinote-cummingtonite-amphiboles Na (b). Symboles pleins : échantillons de cette étude ; symboles creux : échantillons de la littérature. Symboles de la fig. a : 1. Amphiboles subcalciques ($Ca < 1,50$). 2. Amphiboles calciques ($Ca > 1,50$).

DONNEES RADIOCRISTALLOGRAPHIQUES, CARACTERES OPTIQUES ET DENSITE

Les raies des diagrammes de poudre effectués sur les deux amphiboles analysées sont en accord avec celles données dans les fiches ASTM.

Les paramètres réticulaires calculés sur la base de ces raies, indexées par comparaison avec la fiche ASTM n° 13-477 (trémolite), sont donnés au tableau 21. Elles sont identiques entre elles dans les limites d'erreur, mais a_0 , c_0 et le volume sont inférieurs et β supérieur aux paramètres correspondants de trémolite et ferrotrémolite synthétiques (ERNST, 1968) et aux données obtenues par H.R.WENK (1971) sur les amphiboles calciques des Alpes lépontines. D'après ce dernier auteur le paramètre b est le plus sensible aux variations chimiques et les substitutions $Si-Al^{IV}$ et $Al^{VI}-Fe^{III}$ ont plus d'influence que la substitution $Mg-Fe^{II}$ ou $Ca-Na$. Pourtant les deux échantillons étudiés se différencient surtout par leur caractère subcalcique, c'est-à-dire par la substitution $Ca-Na$ et par le site A qui reste inoccupé. Les paramètres réticulaires calculés sur diverses amphiboles alpines des Alpes italiennes se trouvent dans MOTTANA et EDGAR (1969).

Les principaux caractères optiques et la densité figurent au même tableau 21. Leurs valeurs correspondent assez bien à leur teneur en Mg (diagrammes de TRÖGER, 1959, I et de DEER *et al.*, 1962, II).

- 125 -

Pyroxène

Les pyroxènes métamorphiques des Alpes occidentales sont des diopsides *s.l.*, ou plus souvent des pyroxènes sodiques : jadéite, omphacite, augite aegyrinique et aegyrine. On doit à l'école de Genève, VUAGNAT, KOEHN et STEEN, d'avoir reconnu la fréquence de l'augite aegyrinique dans les ophiolites piémontaises, le plus souvent en cristaux difficilement reconnaissables au microscope. Leur petitesse n'a pas jusqu'à présent permis leur analyse, qui ne sera possible qu'à la microsonde. Les données que l'on possède à leur sujet sont radiocristallographiques (*cf.* travaux de KOEHN, 1969 ; KOEHN et VUAGNAT, 1970 ; STEEN, 1972).

CHIMISME

Deux pyroxènes sodiques aegyriniques ont été analysés (cf. fig. 30) :

- n° 59b, quartzite à riebeckite et aegyrine, associé au niveau minéralisé en Cu. Ensemble des Schistes lustrés piémontais, Saint-Véran, déblais de la mine de cuivre.

n° 170, quartzite et marbre à amphibole sodique, aegyrine, albite, magnétite.
Lias briançonnais de la couverture de Vanoise. Termignon, col de Belle Place.

On trouvera dans le tableau 22 les résultats des analyses.

Les proportions des termes jadéite (jd), aegyrine (aeg) et diopside-hédénbergite (di) ont été calculées suivant les formules (BANNO, 1959) :

$$jd = \frac{Na+K}{Na+K+Ca} \times \frac{100 \text{ Al}^{VI}}{\text{Al}^{VI} + \text{Fe}^{III}}$$

$$\text{aeg} = \frac{\text{Na} + \text{K}}{\text{Na} + \text{K} + \text{Ca}} \times \frac{100 \text{ Fe}^{\text{III}}}{\text{Al}^{\text{VI}} + \text{Fe}^{\text{III}}}$$

$$di = 100 - jd - aeg$$

Les valeurs des proportions moléculaires diffèrent légèrement d'après le mode de calcul, où le diopside peut être séparé de l'hédenbergite (EDGAR *et al.*, 1969) et d'une molécule tschermakitique (WHITE, 1964). De même les limites arbitraires tracées entre les domaines des minéraux peuvent varier.

nanche, une
cation de LEAK
6.41 ; mg = 0,375
ce qui la fait se rep
ait dans la fig. 31b.

Tableau 22. - Pyroxènes sodiques : données chimiques, radiocristallographiques, optiques et densité

% oxydes			proportions atomiques (base 0 = 6)			
échant. analyse	59b LDP	170* Gren. 500	59b		170	
SiO ₂	51.58	49.01	Si	1.985	1.912	2.000
Al ₂ O ₃	1.40	2.45	Al ^{IV}	0.015	0.088	0.088
Fe ₂ O ₃	30.87	19.66	Al ^{VI}	0.047	0.025	0.025
TiO ₂	0.09	0.16	Fe ³⁺	0.894	0.577	0.607
FeO	1.47	6.28	Ti	0.002	0.005	0.005
MgO	0.10	6.40	Fe ²⁺	0.046	0.206	0.206
MnO	0.04	-	Mg	0.005	0.053	0.373
CaO	1.43	3.25	Mn	0.002	-	-
Na ₂ O	12.72	10.58	Ca	0.060	0.136	0.136
K ₂ O	0.03	0.32	Na	0.950	0.799	0.951
P ₂ O ₅	0.09	-	K	0.002	0.016	0.016
H ₂ O ⁺	0.22	1.84	Total	4.008	4.137	4.137
H ₂ O ⁻	0.03	0.05				
Total	100.07	100.00				
données optiques			proportions moléculaires			
n _z	1.814 ± 0.003	1.803 ± 0.002	jd	4.7 %	1.6 %	
n _y	1.788 ± 0.001	1.785 ± 0.005	aeg	89.4	83.5	
n _x	1.757 ± 0.002	1.755 ± 0.004	di+héd	5.9	14.9	
Δ	0.057 ± 0.005	0.048 ± 0.006				
2V _x	71 ± 2°	68 ± 3°				
			constantes réticulaires			
			a ₀	9.660 ± 0.007 Å	9.662 ± 0.009 Å	
			b ₀	8.809 ± 0.006 Å	8.782 ± 0.006 Å	
			c ₀	5.215 ± 0.006 Å	5.216 ± 0.011 Å	
			β	107.099 ± 0.0011°	107.156 ± 0.0014°	
			volume	424.2 ± 1.0 Å ³	422.9 ± 1.6 Å ³	
			densité	n.m.	env. 3,45	

* analyse recalculée en fonction des impuretés restées dans la poudre ; résultats ramenés à 100 %

Les proportions moléculaires obtenues ont été reportées dans le diagramme de la fig. 32. Dans ce diagramme figurent aussi les proportions, calculées de la même manière, de plusieurs autres pyroxènes des Alpes occidentales. Ce sont (dénomination d'après leur position dans le diagramme tel qu'il a été tracé en fig. 32) :

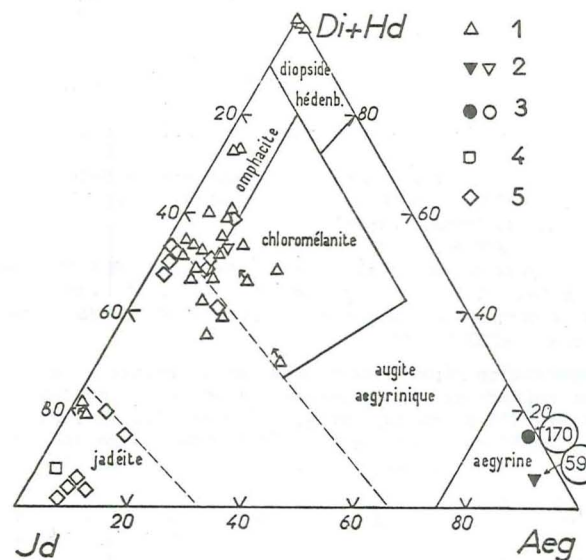


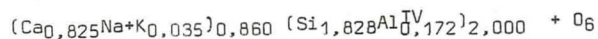
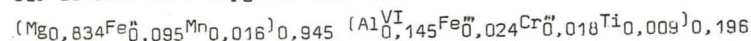
Fig. 32. - Pyroxènes sodiques : teneurs en jd-di-aeg. Les limites des domaines de chaque espèce minérale ont été tracées d'après COLEMAN et CLARK (1968), MAKANJUOLA et HOWIE (1972) et, pour la limite diopside-augite aegyrinique, d'après TROGER (1967, II). La flèche près de certains symboles indique que la teneur en aegyrine est supérieure ou égale à la réalité (Fe₂O₃ compté comme FeO). Symboles pleins : échantillons de cette étude ; symboles creux : échantillons des Alpes occidentales. Origine des échantillons : 1. Méta-ophiolites piémontaises. 2. Calcschistes, micaschistes et quartzites piémontais. 3. Calcaires mésozoïques briannonnais. 4. Micaschiste du Paléozoïque supérieur briannonnais. 5. Micaschistes et metabasites de la zone Sesia-Lanzo.

- 1 jadéite provenant d'un micaschiste à qz-ab-mu-chl-stilp. Zone d'Acciglio, Sant'Anna di Bellino, val Varaita. LEFEVRE et MICHARD (1965). La poudre analysée contient du quartz en une proportion non déterminée.
- 1 omphacite provenant d'une lentille éclogitique dans des micaschistes, à omph-gr-glauc. Zone de Sesia-Lanzo. Oropa, cima Bucco (près de Biella). ZAMBONINI (1901)
- 1 omphacite provenant d'une lentille monominérale dans une éclogite. Moraine du Findelengletscher, zone de Zermatt-Saas. BEARTH (1967, éch. PB 1320).
- 1 omphacite provenant d'une roche à omph-hb-ab. Zone de Furgg. WETZEL (1972, n° F.74b) [analyse à la microsonde, fer compté comme FeO]

- 2 omphacites, 1 chloromélanite et 1 jadéite provenant de métagabbro + écolotique et de schiste écolotique à glaucophane. Zone piémontaise. NICOLAS (1966, fiches n° 15-18)
- 1 omphacite provenant d'une pyroxénite écolotique, Lago Mucrone, Oropa. MORESE, OGNIBEN et VITERBO (1964, in CALLEGARI et VITERBO, 1966)
- 6 jadéites et 3 chloromélanites provenant de micaschistes écolotiques de la zone Sesia. VELDE et KIENAST (1973) (on a choisi pour chaque échantillon l'analyse la plus proche de la moyenne)
- 1 chloromélanite provenant de Mocchie dans le val de Susa et 1 omphacite provenant du Viso. FRANCHI (1901, 1902b)
- 3 chloromélanites (2 omphacites et 1 chloromélanite dans la classification d'ESSENE et FYFE, 1967) provenant d'éclogites, zone de Zermatt-Saas. BEARTH (1973)
- 3 omphacites provenant de roches écolotiques de la zone Sesia. EDGAR *et al.* (1969)
- 2 omphacites provenant de la zone Zermatt et de la zone des Stura (EDGAR *et al.* (1969)
- 2 omphacites provenant de roches écolotiques du val Pellice (?) et du val Germanasca. EDGAR *et al.* (1969)
- 4 omphacites et 2 chloromélanites provenant de roches écolotiques et omphacitites du Viso. MOTTANA (1971)
- 4 chloromélanites ou omphacites (Fe dosé comme Fe^{III}) provenant de Saint-Marcel, val d'Aoste. PENFIELD (1893), DAMOUR (1881). Du val de Suse. PIOLTI (1898). Du val d'Aoste (Sesia ?). DAMOUR (1881)
- 1 jadéite provenant du Viso. DAMOUR (1881)
- 1 diopside provenant d'un nodule monominéral. Vallée de Saas. BEARTH (1967)
- 1 diopside dans une rodingite. Zone de Furgg. WETZEL (1972, n° F.35)
- 2 diopsides provenant de la bordure d'une grenatite et d'un filon dans une serpentinite. Zone des Stura. NICOLAS (1966).

Les pyroxènes représentés se répartissent dans les 4 groupes : les jadéites, les aegyrines, les omphacites + chloromélanites et les diopsides. Un hiatus de miscibilité existerait entre jd_{45} et jd_{75} d'après les valeurs tirées par COLEMAN et CLARK (1968) des pyroxènes de Californie (entre jd_{60} et jd_{80} pour DOBRETISOV, 1964). Les analyses représentées feraient plutôt restreindre cet hiatus à jd_{50} - jd_{75} .

L'analyse d'un diallage, pyroxène magmatique dans un gabbro du val de Suse à Caprie, Rocca Bianca, a été effectuée par ZAMBONINI (1906). Calculée sur la base de 6 oxygènes elle mène à la formule :



DONNEES RADIOCRISTALLOGRAPHIQUES, CARACTERES OPTIQUES ET DENSITE

La liste des raies obtenues par diffractométrie sur poudre de l'échantillon n° 59b se trouve en annexe (p. 160).

Les valeurs des trois espacements réticulaires dont on a étudié la variation avec la teneur en jadéite concordent avec les données citées par ERNST *et al.* (1970, p. 54 : d_{310}) et par GILBERT (1967 : pyroxènes synthétiques : d_{221} et d_{421}).

	d_{310} Å	d_{221} 28°	d_{421} 28°
jadéite pure	~2.825	37.22	44.28
aegyrine pure	~2.90	36.39	43.15
diopside	~2.95	-	-
n° 59b	2.89	36.34	43.20
n° 170	2.89	36.39	43.29
n° VP.99	2.95	35.55	45.03 (42.87 ?)
n° 1059	2.95	35.58	42.92

L'échantillon n° VP.99 est un marbre à diopside provenant de la zone piémontaise, Meyriès, vallon de Péas. L'échantillon n° 1059 provient d'une grenatite à amphibole et pyroxène (salite-hedenbergite probable) de la zone piémontaise, à Bessans, au-dessus du Villaron, près du Mâlard.

Indexées par comparaison avec celles d'une omphacite (fiche ASTM 17-522), les raies ont mené au calcul des paramètres réticulaires qui figurent au tableau 22. Les valeurs trouvées pour a_0 sont du même ordre que pour l'aegyrine synthétique (GILBERT, 1967), mais celles de b_0 , de c_0 , de β et du volume sont nettement inférieures à celles du minéral synthétique. Les valeurs des paramètres réticulaires des omphacites et autres pyroxènes sodiques ont été mises en relation avec leur chimisme (EDGAR *et al.*, 1969).

Optiquement les cristaux de ces deux échantillons apparaissent aplatis (cf. pl. M d, p. 301) : les principaux caractères optiques de ces cristaux, qui sont dispersifs, sont donnés au tableau 22.

On trouve d'autres valeurs pour les propriétés radiocristallographiques et optiques de pyroxènes alpins dans NOVARESE (1903), MICHEL (1953), LORENZONI (1965), EDGAR *et al.* (1969), KOEHN (1969), MOTTANA (1971), GAY (1972), STEEN (1972), COMPAGNONI et MAFFEO (1973).

Epidote

Les minéraux du groupe de l'épidote se rencontrent dans tous les types de roches, parfois en altération d'autres minéraux (plagioclases, grenats). Elles forment une partie subordonnée ou essentielle de la roche, menant parfois à des épidotites. Dans les masses ophiolitiques et dans les veines des socles anté-triasiques on peut en rencontrer des cristaux qui atteignent plusieurs centimètres.

La piémontite, épidote rose si remarquable des anciennes radiolarites des Alpes occidentales italiennes et suisses (cf. notamment BEARTH, 1967 ; DAL PIAZ, 1969a), n'a pas encore été signalée dans les Alpes françaises.

Les allanites forment en général le centre de cristaux zonés bordés d'épidote s.l. Une allanite filonienne provenant de Bramans en Maurienne fait l'objet d'une étude séparée (BOCQUET, en prép.).

CHIMISME

Trois analyses ont été effectuées sur des épidotes provenant de méta-ophiolites piémontaises (localisation : voir fig. 30) :

- n° 477, concentration épidotique avec quartz dans roche à amphibole bleu vert. Val d'Isère, moraine des sources de l'Isère
- n° 673, roche verte à épidote, mica blanc, glaucophane s.l., albite, lawsonite, sphène, chlorite. Saint-Véran, Roche Blanche
- n° 833, filon à épidote et quartz dans métagabbro. Molines-en-Queyras, valon du Longet.

Les résultats des analyses sont rassemblés dans le tableau 23 et leur position dans la série clinozoïsite-épidote s.str. (pistacite) représentée dans la fig. 33a. Les proportions atomiques ont été calculées sur la base anhydre de 12,5 oxygènes et les proportions moléculaires des termes épidotes s.str. - clinozoïsite au moyen de la formule : $100\text{Fe}^{3+}/\text{Fe}^{3+}+\text{Al}^{\text{VI}}$.

Dans la même figure on a reporté aussi quelques épidotes tirées de la littérature. Ce sont :

- 2 épidotes s.str. provenant du massif d'Ambin (faciès basiques de la série de la Clarea). GAY (1972)
- 5 clinozoïsites et 6 épidotes s.str. provenant de métagabbros, rodingites et prasinites de la zone piémontaise. Stura di Ala, Stura di Viù, val di Susa. NICOLAS (1966, fiches n° 65 à 75)

Tableau 23. - Epidotes : données chimiques, radiocristallographiques, optiques et densité

% oxydes				proportions atomiques (base O = 12,5)					
échant. analyse	477 CRPG	673 CRPG	833 LDP	477		673		833	
SiO ₂	38.35	38.66	37.37	Si	3.029) 3.029	3.015) 3.015	3.010) 3.010		
Al ₂ O ₃	23.60	21.42	22.12	Al ^{VI}	2.202)	1.966)	2.100)		
Fe ₂ O ₃	11.44	10.93	13.46	Fe ³⁺	0.680) 2.892	0.641) 2.748	0.818) 2.942		
TiO ₂	0.13	2.43	0.39	Ti	0.010)	0.141)	0.024)		
FeO	0.58	0.80	0.64	Fe ²⁺	0.104)	0.052)	0.044)		
MgO	0.83	0.90	0.30	Mg	0.100) 0.218	0.103) 0.155	0.034) 0.093		
MnO	0.21	0.25	0.19	Mn	0.014)	-)	0.015)		
CaO	21.87	20.11	22.62	Ca	1.855)	1.676)	1.950)		
Na ₂ O	0.20	0.86	0.14	Na	0.028) 1.888	0.084) 1.807	0.019) 1.974		
K ₂ O	0.03	0.32	0.03	K	0.005)	0.047)	0.005)		
P ₂ O ₅	0.05	0.14	0.05	Total	8.037	7.725	8.019		
H ₂ O ⁺	2.25	2.45	1.97	100 Fe ³⁺ / Fe ³⁺ +Al ^{VI}	23.5	24.6	28.0		
H ₂ O			0.06						
Total	99.54	99.27	99.57						

données optiques				données radiocristallographiques			
n _z	1.747 ± 0.002	1.757 ± 0.002	1.765 ± 0.003	2 θ ₀₂₀	31.79°	31.75°	31.75°
n _y	1.742 ± 0.001	1.747 ± 0.002	1.754 ± 0.003	a ₀ (Å)	8.888	8.914	8.906
n _x	1.726 ± 0.003	1.736 ± 0.002	1.725 ± 0.003	± (σ)	0.014	0.005	0.006
Δ	0.021 ± 0.005	0.021 ± 0.004	0.030 ± 0.006	b ₀ (Å)	5.626	5.621	5.622
2V _x	77 ± 2°	77 ± 4°	72 ± 4°	± (σ)	0.008	0.005	0.005
densité	n.m.	env. 3,40	n.m.	c ₀ (Å)	10.151	10.194	10.187
				± (σ)	0.028	0.013	0.012
				β (°)	115.443	115.643	115.524
				± (σ)	0.0021	0.0009	0.0010
				volume (Å ³)	458.4	460.5	460.3
				±	1.6	1.2	1.2

- 1 épidote s.str. provenant d'une cavité alpine à quartz et adulaire, dans le granite du Mont Blanc. POTY (1969, p. 108)
- 2 épidotes s.str. provenant respectivement du Piémont et de Zermatt. TEMPEL (1938, in DEER et al., 1962 I).

Dans cet ensemble d'échantillons les trois épidotes analysées sont parmi les plus ferrières. La teneur en Fe³⁺ des épidotes varie en fonction notamment de l'état d'oxydation du fer de la roche totale (HÖRMANN et RAITH, 1973). On n'a

pas pu étudier cette relation faute de données analytiques sur toutes les roches hôtes. Aucun hiatus de miscibilité n'apparaît pour le groupe d'épidotes considéré et donc pour la gamme des températures de leur formation.

Les épidotes apparaissent souvent zonées et de manière diverse, mais cela n'a pas été étudié systématiquement.

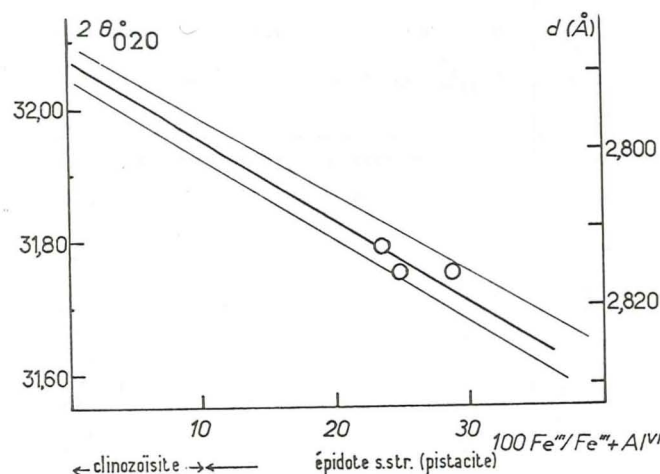
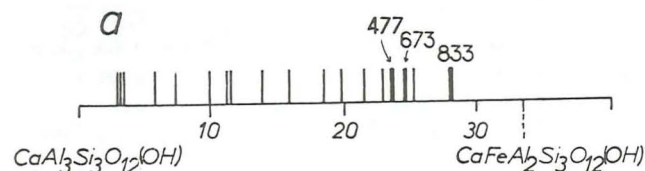


Fig. 33. - Epidotes : teneurs en clinozoïsite et en pistacite d'épidotes des Alpes occidentales (a) (en traits forts : échantillons de cette étude).

Relations entre le chimisme et les caractères radiocristallographiques (b à e).

Les droites de régression sont tracées d'après MYER (diagrammes b, avec limites d'erreur, c, d et e) et d'après MAKANJUOLA et HOWIE (tirets dans le diagramme d).

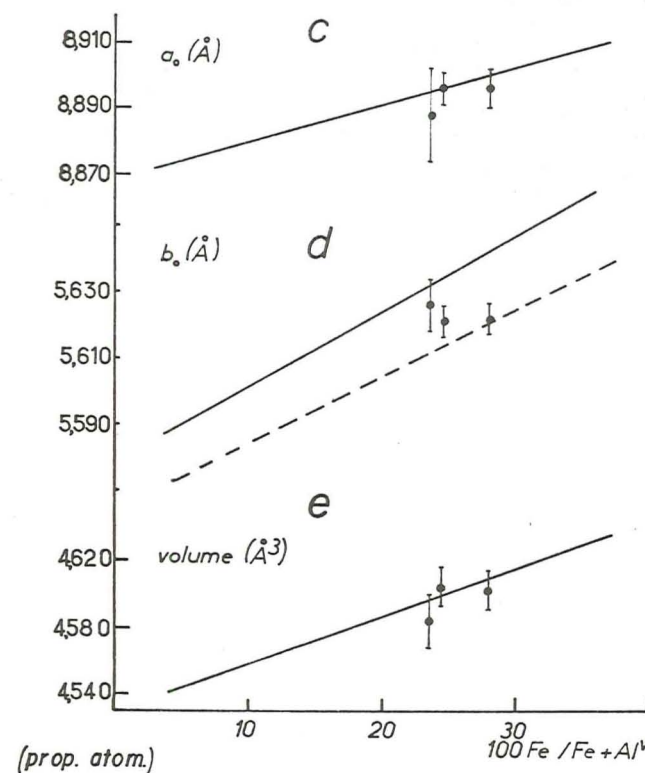


Fig. 33c-e.

DONNEES RADIOCRISTALLOGRAPHIQUES, CARACTERES OPTIQUES ET DENSITE

Les listes des raies obtenues par diffractogramme de poudre pour les 3 échantillons analysés coïncident avec les données publiées (LAPHAM, 1957 ; SEKI, 1959 ou fiche ASTM n° 17-514).

La position de la raie 020 a été mise en relation avec la teneur en Fe³⁺ (fig. 33b) (MYER, 1965, 1966 ; la courbe proposée par MAKANJUOLA et HOWIE, 1972, tombe dans les limites d'erreur de celle de MYER, de même que celle de HÖRMANN et RAITH, 1971).

Les valeurs des paramètres réticulaires, calculées à partir de 17-22 raies indexées suivant la fiche ASTM citée, sont données sur le tableau 23 et

représentées dans les diagrammes de la *fig. 33c, d et e* qui montrent leur relation avec la teneur en Fe³⁺. L'accord est bon avec les lignes de régression proposées par MYER pour a₀ et le volume ; pour b₀ les valeurs trouvées ici sont intermédiaires entre les lignes de MYER (1965, 1966) et de MAKANJUOLA et HOWIE (1972). Les valeurs du paramètre c₀ (non figurées) ne semblent pas montrer de relation linéaire avec la teneur en Fe et les 3 points représentatifs ne tombent pas sur la courbe suggérée par MYER (*cf.* HÖRMANN et RAITH, 1971).

Les principaux caractères optiques des échantillons étudiés sont rassemblés dans le tableau 23. Les valeurs des indices de réfraction et de l'angle des axes optiques peuvent être mises en relation avec les teneurs en clinzoïsite ; elles sont en accord avec les courbes de variation publiées (TRÖGER, 1959, I ; DEER *et al.*, 1962 I).

Lawsonite

La lawsonite est un minéral fréquent dans les méta-ophiolites de la partie méridionale de la zone piémontaise, dans les schistes et calcschistes qui les entourent, ainsi que dans des metabasites de la zone houillère ; on la trouve aussi dans la partie sud-orientale de la zone Sesia. Dans les méta-sédiments de fines inclusions la font paraître noire sur l'échantillon (*cf.* pl. P, p. 314). Elle peut atteindre plusieurs centimètres de long.

On a séparé la lawsonite d'un micaschiste à mu-ab-qz-chl-sph (n° 671), situé au contact d'une lentille de serpentinite de la zone piémontaise, à Saint-Véran (carrière de serpentinite) (localisation : *fig. 30*).

CHIMISME

La composition chimique de cette lawsonite est donnée dans le tableau 24. La formule structurale a été calculée sur la base anhydre de 8 oxygènes. La teneur en titane est probablement à attribuer aux inclusions dont la nature minéralogique n'a pas été déterminée avec certitude et qui n'ont pas été soustraites.

Les lawsonites ont des compositions qui varient fort peu autour de la formule théorique : $\text{CaO Al}_2\text{O}_3 \cdot 2\text{SiO}_2 \cdot 2\text{H}_2\text{O}$. Le tableau 24 rassemble les formules structurales de trois autres analyses publiées de lawsonite des Alpes occidentales, provenant de :

- 2 méta-ophiolites piémontaises du val Varaita (Sud du Viso). ZAMBONINI (1904)
- 1 veine dans une méta-ophiolite piémontaise à Ulzio. GAY (1972).

Ces formules structurales sont très proches les unes des autres.

DONNEES RADIOCRISTALLOGRAPHIQUES, CARACTERES OPTIQUES ET DENSITE

Les valeurs des paramètres réticulaires, calculées à partir de 15 raies relevées sur le diagramme de poudre et indexées suivant la fiche ASTM n° 13-533 (lawsonite de Californie, DAVIS et PABST, 1960), figurent au tableau 24, ainsi que celles qu'on a calculées à partir de 12 raies du diagramme de lawsonite publié par KOEHN (1969 : Mte Cruzeau, Cesana-Torinese).

Tableau 24. - Lawsonite : données chimiques, radiocristallographiques, optiques et densité. Proportions atomiques de 3 échantillons dont les analyses ont été effectuées par ZAMBONINI (1904) et GAY (1972)

% oxydes		proportions atomiques (base 0 = 8)				
échant. analyse	671* CRPG	671	Zambonini val Maira	Zambonini Rocca Niera	Gay Ulzio	
SiO ₂	37.39	Si 1.966	2.000	2.000	1.991	2.000
Al ₂ O ₃	31.31	Al ^{IV} 0.034	-	2.000	0.009	2.000
Fe ₂ O ₃	0.73	Al ^{VI} 1.904	1.975	1.963	1.973	
TiO ₂	1.48	Fe ³⁺ 0.028	1.992	1.975	0.009	1.972
FeO	0.19	Ti 0.060	-	-	1.026	2.006
MgO	0.43	Fe ²⁺ 0.009	-	-	0.007	
MnO	tr	Mg 0.019	0.038	0.019	0.016	0.029
CaO	17.03	Mn -	-	-	0.016	0.033
Na ₂ O	0.08	Ca 0.959	1.019	1.009	0.994	
K ₂ O	0.17	Na 0.009	0.981	1.019	0.037	1.046
P ₂ O ₅	-	K 0.013	-	-	-	0.994
H ₂ O	11.19	Total	5.001	5.013	5.034	5.033
Total	100.00					

n _z	1.684 ± 0.002
n _y	1.674 ± 0.001
n _x	1.664 ± 0.002
Δ	0.020 ± 0.004
2V _z	82 ± 7°

a ₀	8.802 ± 0.005 Å
b ₀	13.116 ± 0.008 Å
c ₀	5.837 ± 0.007 Å
volume	673.9 ± 1.6 Å ³
densité	env. 3,10

* analyse recalculée en fonction des impuretés restées dans la poudre ; résultats ramenés à 100 %

Constantes réticulaires de la lawsonite de Cesana dont le diagramme X a été publié par KOEHN (1969) :

a ₀	8.796 ± 0.016 Å
b ₀	13.128 ± 0.012 Å
c ₀	5.849 ± 0.011 Å
volume	675.4 ± 3.1 Å ³

Dans le même tableau sont données les valeurs des indices de réfraction n_y et n_x, de l'angle 2V et de la densité. La valeur de l'indice n_z n'a pas pu être mesurée.

Les indices n_y et n_x d'autres lawsonites que leur état d'altération a empêché de séparer, provenant de micaschistes ou calcschistes piémontais, sont :

n°	provenance	n _y	n _x	2V _z
735	Col du Fréjus	1,676 ± 0,001	1,661 ± 0,001	83 ± 3
842	Molines, vallon du Longet	1,671 ± 0,001	1,659 ± 0,001	82 ± 2
844	Ristolas, lac Egourgeoux	1,675 ± 0,001	1,661 ± 0,002	81 ± 2

Au microscope les lawsonites des métasédiments apparaissent en prismes en général grands et trapus, parfois maclés de manière polysynthétique et presque toujours chargés de nombreuses fines inclusions ; dans les roches basiques ils forment des prismes petits et plus allongés. (cf. pl. S e).

Pumpellyite

La pumpellyite est relativement fréquente dans les metabasites où elle peut remplacer le plagioclase, la hornblende ou le pyroxène magmatique. On la rencontre aussi dans certains faciès des grès de Taveyannaz et du Champsaur (MARTINI, 1968 ; MARTINI et VUAGNAT, 1965, 1970 ; SAWATZKI et VUAGNAT, 1971) et en filons dans des roches diverses.

Les paramètres réticulaires d'une pumpellyite provenant d'une méta-ophiolite de Ceillac - Saint-Véran (éch. n° 867, "pumpellyitite" à pyroxène magmatique relique et chlorite ; voir *fig. 30*) ont été calculés à partir de 16 raies du diagramme de poudre, indexées d'après la pumpellyite de la localité d'origine (Michigan ; COOMBS, 1953 ; fiche ASTM n° 10-447).

a.	=	8.873 ± 0.045 Å
b.	=	5.921 ± 0.048 Å
c.	=	19.074 ± 0.141 Å
β	=	97.72 ± 0.010 Å
volume	=	993.0 ± 20.6 Å ³

Les valeurs élevées de σ pourraient être attribuées notamment à quelque erreur dans l'indexation.

Les propriétés optiques des pumpellyites sont très variables, notamment en fonction des teneurs en Fe. Une étude systématique des pumpellyites des Alpes occidentales manque encore.

On trouvera quelques données optiques sur ce minéral dans STEEN (1972).

Grenats

La question de l'âge, alpin ou antérieur, de la cristallisation des grenats s'est posée dès le début de l'étude. Les auteurs pour qui le dépôt et la mise en place des roches formant le socle briançonnais est permo-carbonifère (entre autres TERMIER, 1891 ; ELLENBERGER, 1958b ; LORENZONI, 1965 ; etc.) attribuent naturellement tous les grenats de ces massifs au métamorphisme alpin, alors que d'autres (MICHEL, 1956, 1957 ; GAY, 1970, 1972 ; BOCQUET, 1974c, e) voient dans les massifs d'Ambin, de Vanoise, tout comme dans les autres massifs briançonnais - Grand-Saint-Bernard, les effets d'un métamorphisme anté-alpin (hercynien et anté-hercynien ?), suivi d'un métamorphisme alpin. Les études à la microsonde ont eu notamment pour but d'essayer de mettre en évidence des différences de zonation entre les grenats des socles briançonnais et ceux des métasédiments alpins. Pour des raisons qui seront rappelées plus loin, les grenats du socle briançonnais sont à considérer comme anté-alpins et probablement uniquement anté-alpins, c'est-à-dire n'ayant pas subi de reprise de cristallisation lors d'une phase alpine. L'ensemble des résultats obtenus sur les grenats étudiés est rassemblé ci-dessous, mais il faut garder à l'esprit que seuls sont de cristallisation certainement alpine les grenats non détritiques provenant de séries allant du Paléozoïque supérieur au Tertiaire.

On trouve des grenats dans des paragenèses de micaschistes, de calc-schistes, de metabasites, de métacherts (anciennes radiolarites, parfois à minéraux manganésifères dans les Schistes lustrés piémontais) et de rodingites (associées aux roches ultrabasiques piémontaises, où on rencontre parfois aussi de l'hydrogrenat ; cf. DAL PIAZ, 1967, 1969b ; PUSZTASZERI, 1969 ; etc.).

La paragenèse et la localisation des grenats étudiés sont données dans le tableau 25 et la *fig. 34*. Les résultats du travail effectué à la microsonde au Laboratoire de Pétrographie de Louvain font l'objet de deux notes (de BETHUNE, LADURON et BOCQUET, 1974 ; BOCQUET, LADURON et de BETHUNE, sous presse), dont quelques points seront rappelés ci-dessous.

CHIMISME

Le tableau 26 présente les compositions chimiques en pourcentages d'oxydes, en proportions atomiques et en proportions des molécules des cinq termes : almandin, spessartine, pyrope, grossulaire et andradite. Dans le calcul des analyses à la microsonde tout le fer a été compté comme FeO, de telle sorte que la molécule d'andradite est absente de la somme des molécules et la proportion d'almandin constitue un maximum.

Tableau 25. - Grenats étudiés

Echantillons analysés par voie humide

- n° 349 micaschiste : mica bl-qz-amph Na-gr-ab-chl-tour-cc-ap-opaques. Termignon, Doron, éboulis de la fenêtre sous la chapelle St Laurent. Anténamurien briannonnais, Vanoise méridionale.
- n° 680 glaucophanite à grenat : amph Na-sph-ép-chl-gr-ab-cc-qz-ap-opaques. Termignon, rive gauche du glacier du Pelve. Anténamurien briannonnais, Vanoise méridionale.
- n° 682 ovardite à grenat : qz-ép-ab-chl-cc-sph-amph Na-mica bl-gr-tour. Termignon, moraine du versant E de Chasseforêt. Anténamurien briannonnais, Vanoise méridionale.
- n° 957 micaschiste carbonaté à grenat : mica bl-gr-cc-chl-qz-ab-sph-ru-opaques. Val-d'Isère, moraine du glacier des sources de l'Isère. Mésozoïque briannonnais.

Echantillons étudiés à la microsonde du C.E.N. Grenoble

- n° 314 micaschiste à grenat : qz-mica bl-amph Na-chl-gr-ab-opaques. Termignon, N de la Combe d'Enfer. Anténamurien briannonnais, Vanoise méridionale.
- n° 353 micaschiste à grenat : qz-mica bl-amph Na-gr-chl-ab-opaques. Termignon, Doron, entre le ruisseau des Gorges et la Gorge-Dessous. Anténamurien briannonnais, Vanoise méridionale.

Autres échantillons, non analysés

- n° 526 micaschiste à glaucophane : qz-mica bl-chl-ab-ép-tour-zi-gr-opaques. Termignon, NW des chalets de Bellecombe. Anténamurien briannonnais, Vanoise méridionale.
- n° 923 glaucophanite à grenat : amph Na-ép-chl-ab-sph-bi v-mica bl-cc-stilp-gr-qz-ap. Termignon, front du glacier de l'Arpont. Anténamurien briannonnais, Vanoise méridionale.
- n° 1059 grenatite à amphibole et pyroxène : gr-amph bl v-pyr (héd)-ab-cc-qz-mica bl-opaques. Bessans, le Villaron, gisement de magnétite du Mûlard. Mésozoïque piémontais.
- n° 1181 micaschiste à grenat et épidote : qz-mica bl-gr-ép-chl-cc-tour-ap-opaques. Bessans, le Villaron, sous le gisement de magnétite du Mûlard. Mésozoïque piémontais.

Fig. 34. - Grenats, deerite et tourmaline : carte de localisation des échantillons étudiés.

Légende structurale : voir fig. 1.

Symboles pleins : données chimiques et physiques ; symboles creux : données physiques seulement.

a. Grenats des micaschistes du socle briannonnais. b. Grenats des metabasites du socle briannonnais. c. Grenats des calcschistes et micaschistes piémontais (Schistes lustrés). d. Grenats de gisements métallifères piémontais. e. Deerite. f. Tourmaline.

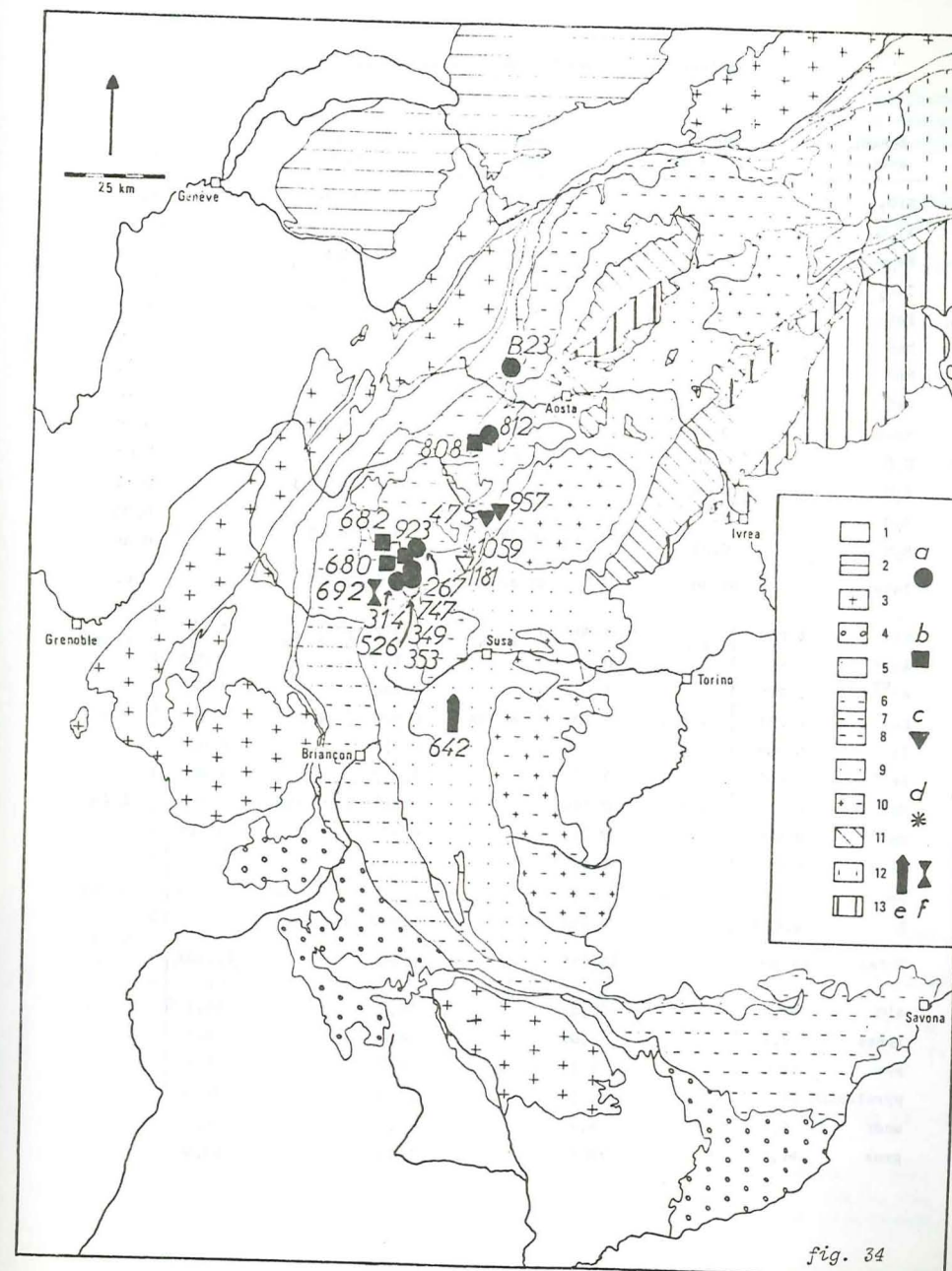


Tableau 26. - Grenats : données chimiques

échant. analyse	349 Gren. 658	680 CRPG	682 CRPG	957 LDP
SiO ₂	37.70	36.89	37.10	36.77
Al ₂ O ₃	20.50	19.52	20.31	19.81
Fe ₂ O ₃	1.95	3.27	3.61	1.22
TiO ₂	0.50	1.64	1.25	0.55
FeO	28.80	23.27	22.00	27.97
MgO	2.45	1.62	1.55	1.49
MnO	3.15	2.05	2.04	3.74
CaO	3.85	10.81	12.00	7.16
Na ₂ O	0.25	0.06	0.12	0.06
K ₂ O	0.30	0.03	0.05	0.05
P ₂ O ₅	0.30	0.28	0.17	0.14
H ₂ O ⁺	-	-	-	0.32
H ₂ O ⁻	0.05	0.38	0.49	0.06
Total	99.80	99.82	100.69	99.44
Si	6.055)	5.907)	5.881)	5.993)
Al ^{IV}	-) 6.055	0.093) 6.000	0.119) 6.000	0.007) 6.000
Al ^{VI}	3.876)	3.602)	3.668)	3.792)
Fe ³⁺	0.231) 4.165	0.394) 4.198	0.428) 4.248	0.147) 4.008
Ti	0.058)	0.202)	0.152)	0.069)
Fe ²⁺	3.867)	3.117)	2.912)	3.809)
Mg	0.588) 4.879	0.385) 3.781	0.362) 3.550	0.362) 4.690
Mn	0.424)	0.279)	0.276)	0.519)
Ca	0.665)	1.857)	2.036)	1.253)
Na	0.077) 0.800	0.010) 1.877	0.038) 2.084	0.020) 1.273
K	0.058)	0.010)	0.010)	-)
Total	15.900	15.856	15.882	15.971
alm	69,8	55,3	52,1	64,1 %
spess	7,6	5,0	4,9	8,7
pyr	10,6	6,8	6,5	6,1
pyralspite	88,0	67,1	63,5	78,9
andr	0,8	4,7	5,0	1,2
gros	11,2	28,2	31,5	19,9

Les compositions exprimées en proportions moléculaires sont représentées dans les diagrammes triangulaires des *fig. 35a* et *c*. Les échantillons analysés par microsonde ne sont pas directement comparables aux autres puisque la molécule d'andradite est comptée avec celle d'almandin.

Les grenats analysés sont en majorité des almandins, avec des proportions variables de grossulaire, mais inférieures à 36 % (maximum atteint au centre de l'échantillon n° 747). Les teneurs en pyrope ne sont jamais élevées. Le n° 475 est un almandin spessartinière ; au centre ce grenat zoné (*cf.* BOCQUET, LADURON et de BETHUNE, sous presse) serait franchement une spessartine.

La teneur en grossulaire montre une certaine liaison avec la nature de la roche encaissante : les micaschistes ont des grenats ne dépassant pas 20 % moléculaires de grossulaire, tandis que les metabasites (ex-amphibolites du socle Briançonnais) ont des grenats où la teneur en grossulaire varie entre 21 et 36 %. Ces metabasites sont elles-mêmes plus riches en CaO que les micaschistes. Toutefois un échantillonnage aussi faible ne permet pas de tracer graphiquement de corrélation entre les compositions chimiques des roches hôtes et des grenats. Les calcschistes, d'après l'échantillonnage considéré, n'ont pas de grenat spécialement riche en grossulaire, la présence de CO₂ inhibant peut-être sa formation (*cf.* ESSENE, *in* MAKANJUOLA et HOWIE, 1972).

On a reporté dans les mêmes diagrammes triangulaires (*fig. 35b* et *d*), à côté des échantillons ci-dessus, les compositions chimiques d'autres grenats des Alpes occidentales, issus des roches suivantes :

- 1 gneiss polymétamorphique à qz-mu-gr-ab-glauc-ép-cc-sph-ru, groupe de la Clarea, massif d'Ambin. GAY (1972)
- 2 micaschistes (Schistes lustrés) et 1 micaschiste (Dora-Maira) à ph-chl-gr +ctd-pa-bi. CHATTERJEE (1971)
- 1 calcschiste (Schistes lustrés) ; 1 micaschiste polymétamorphique à bi-ctd-gr de l'ensemble des "gneiss glanduleux", massif de Dora-Maira et sa bordure. VIALON (1966, p. 36 et 156)
- 5 métagabbros, pyroxénite et éclogites de la zone Zermatt. BEARTH (1967)
- 1 éclogite, 1 glaucophanite de la zone Zermatt. BEARTH (1973)
- 1 schiste à glaucophane de la zone des Stura (Ciamarella). NICOLAS (1966)
- 1 micaschiste polymétamorphique à qz-mu-bi-gr du Mont Rose. de BETHUNE *et al.* (1968) et LADURON (1974). (Les résultats de l'analyse par voie humide ont été utilisés)
- 15 calcschistes, micaschistes et gneiss mésozoïques de la région de Zermatt. GOOSSENS (1970)
- 3 éclogites à épidote + glauc de la zone Sesia (Lago del Mucrone). CALLEGARI et VITERBO (1966)
- 7 micaschistes éclogitiques de la zone Sesia. VELDE et KIENAST (1973 ; analyses à la microsonde ; on a utilisé pour chaque échantillon les résultats se rapprochant le plus de la moyenne)
- 1 éclogite à amphibole du val de Suse (M. Musinè). SANERO (1932)
- 8 orthogneiss, gneiss albitiques + amphibole et gneiss éclogitiques de la zone Sesia. LATTARD (1974).

Des analyses de grossulaire et d'andradite sont dues à SANERO (1935), CARPANESE (1932), NICOLAS (1966) et d'autres auteurs (*in* DAL PIAZ, 1967). Ces échantillons ne figurent pas dans les domaines représentés par les diagrammes.

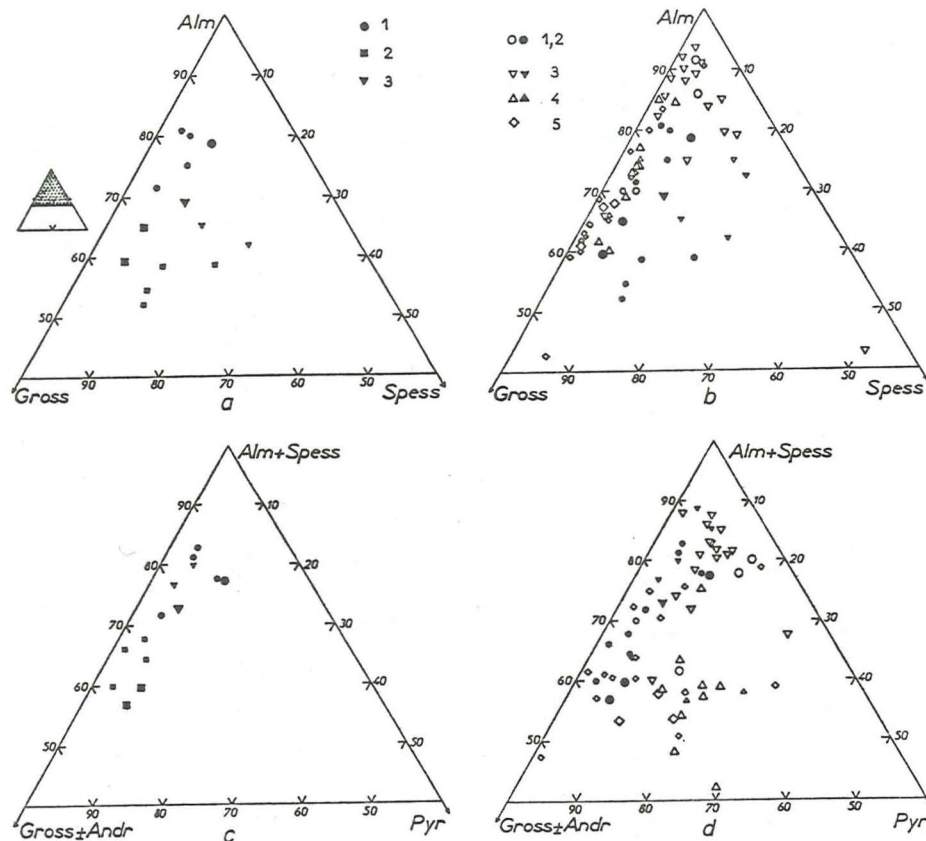


Fig. 35. - Grenats : proportions moléculaires. Grands symboles : analyses par voie humide ; petits symboles : analyses par microsonde. Symboles noirs : échantillons de cette étude et de BOCQUET et al. (sous presse) ; symboles creux : échantillons de la littérature. Dans les analyses par microsonde, le Fe est compté totalement dans l'almandin et il n'y a pas de molécule d'andradite. Pour les échantillons zonés on a figuré seulement la composition moyenne. En a et c : échantillons de cette étude et de BOCQUET et al. ; en b et d : échantillons des Alpes occidentales. Origine des échantillons : 1. Micaschistes et gneiss du socle Briançonnais. 2. Métabasites du socle Briançonnais. 3. Calcschistes et micaschistes de la zone piémontaise. 4. Méta-ophiolites piémontaises. 5. Micaschistes, gneiss et metabasites de la zone Sesia-Lanzo.

Il en ressort que :

- les teneurs en spessartine sont les plus élevées dans des grenats des calcschistes piémontais, mais elles peuvent varier fortement
- les teneurs en grossulaire sont plus fortes dans les grenats provenant de roches basiques (métabasites Briançonnaises, roches ophiolitiques piémontaises et roches éclogitiques de Sesia-Lanzo)
- les teneurs en pyrope les plus fortes se trouvent dans les grenats des méta-ophiolites piémontaises et dans certains grenats de la zone Sesia.

Dans la partie N de la zone Sesia (2ème zone diorito-kinzigitique) les grenats alpins se distinguent des grenats anté-alpins cristallisés en faciès amphibolite, par des teneurs plus fortes en grossulaire et plus faibles en pyrope, ainsi que par une zonation en cloche du Mn (ISLER et ZINGG, 1974).

Variations de chimisme étudiées à la microsonde

1. Grenats du socle Briançonnais (Vanoise, Rutor, col du Grand-Saint-Bernard)

Les grenats sont fréquents dans tout le socle Briançonnais, dans des micaschistes, des gneiss et des amphibolites altérées ou non. Leurs bords y sont le plus souvent corrodés (cf. pl. B a ; pl. F b et c), quoiqu'on en trouve d'automorphes, que l'on a alors choisis de préférence pour les études à la microsonde. Ils sont en général riches en inclusions siliceuses ou titanées, souvent à structure en boule de neige et plus ou moins altérées en épidote, en chlorite ou remplacés par une amphibole bleue (cf. pl. B b, c, e). Les structures zonaires sont rarement visibles au microscope ; mais lorsqu'elles le sont on voit une couronne limpide séparée du centre plein d'inclusions par un mince anneau sombre (pl. A d).

Deux grenats (n° 314 et 353) ont été étudiés à la microsonde Cameca du C.E.N. Grenoble. Les profils obtenus pour ces deux grenats sont rassemblés dans la fig. 36. Mn a une allure en cloche, plus resserrée pour l'échantillon 353, que contrebalance surtout Fe. Mg varie soit comme Fe ou montre une légère cloche centrale. Ca a un profil en légère cloche déprimée en son centre ou reste constant comme le font aussi Al et Si.

On a donc pour ces deux grenats des teneurs en spessartine diminuant vers la bordure et en almandin augmentant vers la bordure ; les teneurs en pyrope et grossulaire varient peu ou pas du tout.

D'autres grenats ont été étudiés à la microsonde ARL du Laboratoire de Pétrographie de l'Université de Louvain. L'essentiel des résultats qui sont publiés ailleurs (de BETHUNE et al., sous presse ; BOCQUET, LADURON et de BETHUNE, sous presse) est rappelé ci-dessous :

- l'allure des profils obtenus pour différents éléments est identique dans les grenats des micaschistes et des métabasites de Vanoise. Ces grenats ont souvent une structure en boule de neige exprimée par la disposition d'inclusions surtout titanées (sphère) ou, vers la bordure des grains, épidotiques (cf. pl. E b)
- au profil en cloche constamment obtenu dans les grenats de Vanoise pour Mn correspond un profil en cuvette pour Fe ; en d'autres termes la zonation

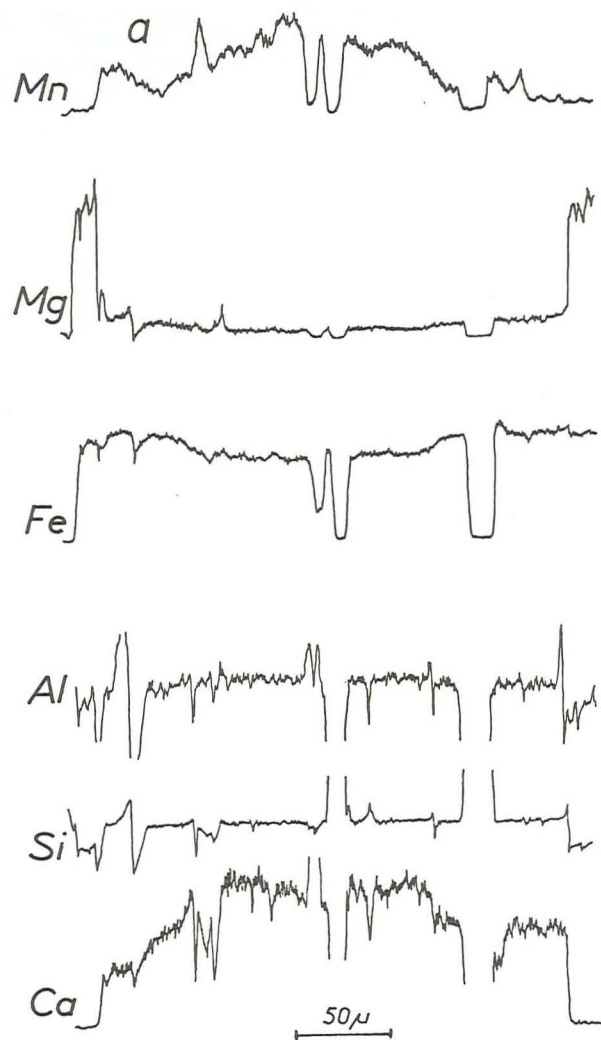


fig. 36a

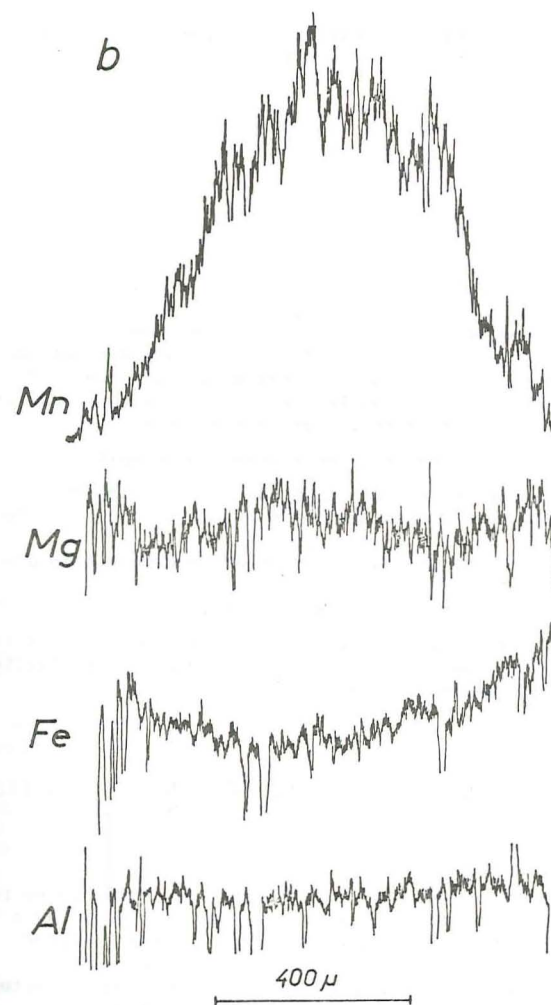


Fig. 36. - Grenats : profils effectués à la microsonde, échantillons n° 314 (a) et 353 (b). Vitesses de l'enregistrement et réglage des sensibilités différents pour les deux échantillons. Inclusions surtout quartzes. Présence en bordure de chlorite comportant plus de Mg que le grenat.

correspond à un échange almandin-spessartine et le rapport entre ces deux molécules croît vers la bordure

- dans le Rutor et au col du Grand-Saint-Bernard la zonation est très faible, aussi bien dans les échantillons étudiés de metabasites que dans les micaschistes

- des enrichissements locaux en Mn le long des fissures et des bordures sont interprétés comme résultant d'une diffusion et résorption lors d'un stade de corrosion du grenat.

2. Grenats des calcschistes et micaschistes piémontais

Deux échantillons de la zone piémontaise ont été étudiés à la microsonde ARL du Laboratoire de l'Université de Louvain. L'un (n° 475, micaschiste de la moraine des sources de l'Isère) est un micaschiste dont les grenats (cf. pl. 0 b et c) comportent une partie centrale polygonale très chargée d'inclusions opaques probablement charbonneuses, disposées de manière hélicitique ; autour de cette partie centrale une couronne limpide a une épaisseur qui varie d'après le degré de corrosion du grenat. Dans l'autre échantillon (n° 957), qui est un calcschiste de la même provenance, les grenats sont automorphes et limpides et le microscope ne montre pas d'indice de leur zonation.

Les résultats peuvent se résumer et s'interpréter comme suit :

- une partie centrale très spessartinifère est zonée avec une cloche Mn et une cuvette Fe plus ou moins développées ; elle peut être entourée d'une zone de résorption Mn
- une couronne plus ou moins épaisse, peu ou non zonée a une composition d'almandin avec un peu de grossulaire
- des phénomènes de résorption Mn se retrouvent en bordure.

La partie centrale pourrait représenter un premier temps de cristallisation, qu'un stade de corrosion séparerait d'un deuxième temps de cristallisation, avant les derniers phénomènes de corrosion.

DONNEES RADIOCRISTALLOGRAPHIQUES, CARACTERES OPTIQUES ET DENSITE

Le paramètre réticulaire a_0 a été calculé à partir des principales raies de diffraction mesurées sur diagrammes de poudre ; celui du grenat n° 349 a aussi été calculé par B. NUBER du Mineralogisch-Petrographisches Institut, Heidelberg, à l'aide d'un programme établi pour ordinateur Siemens 2002 (BERDESINSKI et NUBER, 1966). Les deux valeurs coïncident dans leurs limites d'erreur (valeurs calculées : $a_0 = 11.601 \pm 0.002 \text{ \AA}$; $a_0^3 = 1\ 561.3 \text{ \AA}^3$).

Les valeurs de a_0 , du volume de la maille élémentaire, des indices de réfraction et de la densité pour les quatre grenats analysés par voie humide sont données sur le tableau 27. On y a ajouté quelques autres résultats dont on tire :

- pour 2 grenats du socle de Vanoise les valeurs sont du même ordre que celles obtenues sur les almandins analysés

Tableau 27. - Grenats : données radiocristallographiques, optiques et densité

n° échant.	349	680	682	957	526	923	1059	1181
a_0 (Å)	11.604	11.623	11.626	11.610			12.033	11.547
a_0^3 (Å ³)	1 560.6	1 570.4	1 571.4	1 564.8			1 742.2	1 539.6
indice n	1.795 ± 0.005	1.785 ± 0.005	1.795 ± 0.003	1.805 ± 0.003	1.785 ± 0.005	1.814 ± 0.003	1.900 ± 0.010	1.804 ± 0.003
densité	n.m.	3,9	3,9	4,00	n.m.	n.m.	n.m.	n.m.

- un grenat (n° 1059) d'une grenatite à amphibole et pyroxène (salite-hédénbergite ?) doit être une andradite presque pure, si l'on se réfère aux diagrammes de détermination de WINCHELL (1958)

- un grenat d'un micaschiste de la zone piémontaise (n° 1181) est un almandin d'après les mêmes diagrammes de détermination.

On trouvera quelques autres données physiques concernant les grenats des Alpes occidentales dans les travaux cités plus haut et, pour des andradites des méta-ophiolites piémontaises de haute Ubaye, dans STEEN (1972, p. 153 et 162).

CONCLUSION

Certains des grenats étudiés sont alpins, d'autres dérivent d'un métamorphisme anté-alpin. Les différences d'intensité de ces métamorphismes peuvent être en partie responsables des variations des teneurs. D'autres facteurs sont certainement le chimisme de la roche hôte et la disponibilité de chaque élément au moment de la cristallisation du grenat (cf. MIYASHIRO et SHIDO, 1973).

La diminution progressive de Mn et l'augmentation de Fe vers la bordure des grains correspondent au type le plus courant de la zonation des grenats, qu'elle soit due à un fractionnement ou, suivant une autre hypothèse, à la réponse à des conditions physiques en évolution.

Deerite

Définie, avec la howlite et la zussmanite, dans une paragenèse à glaucophane de Californie (AGRELL *et al.*, 1965), la deerite a jusqu'à présent été trouvée trois fois dans les Alpes : dans le massif d'Ambin (AGRELL et GAY, 1970), dans le massif de la Vanoise et dans la zone piémontaise (BOCQUET, 1971). Cette dernière deerite a fait l'objet d'une note (BOCQUET et FORETTE, 1973) dont les points principaux sont repris ci-dessous. ELLENBERGER (1958a) avait déjà publié une microphoto de celle de Vanoise, sans avoir à l'époque pu l'identifier. Elle a été retrouvée au même endroit (Termignon, col de Belle Place) dans un calcaire à nodules de magnétite, riebeckite et stilpnomélane (éch. 535).

CHIMISME

Une analyse à la microsonde a été effectuée (à l'Ecole des Mines, centre de Minéralogie industrielle à Fontainebleau) sur une deerite provenant de : - n° 642-638 : quartzite à stilp-cr-chl-cc-ap-py-ma. Troncea (Pragelato), col du Beth, minière del Beth-Ghinivert.

Les résultats, rassemblés dans le tableau 28, ne montrent que des différences mineures (Mn ici un peu plus faible et Fe plus fort) par rapport à la deerite d'Ambin dont les proportions atomiques sont citées pour comparaison dans le même tableau. La teneur en Mn des échantillons de Californie (Mn = 0,86) et des U.S.A. (E.H.BROWN, 1974) (Mn = 0,45) est plus élevée que celle des deux échantillons alpins. La deerite de Troncea est la plus riche en Fe. Le calcul de la formule structurale a été effectué en admettant une répartition de Fe en bi et trivalent dans la même proportion que l'échantillon de Californie analysé par voie humide. Dans cet échantillon cependant le site bivalent est occupé par Mn dans une proportion plus grande que dans l'échantillon de Troncea. Un autre mode de calcul, fondé sur le nombre total et sur la charge totale des cations, semble préférable cependant (R. WOOD, *in litt.*).

DONNEES RADIOCRISTALLOGRAPHIQUES ET CARACTERES OPTIQUES

Un diagramme de poudre a été effectué sur un mélange de quartz et de deerite. Celle-ci était en aiguilles trop fines pour qu'on ait pu la purifier. Les raies coïncident avec celles que citent AGRELL *et al.* (fiche ASTM n°

Tableau 28. - Deerite : données chimiques, radiocristallographiques et optiques. Les proportions atomiques de la deerite d'Ambin (AGRELL et GAY, 1970) et les constantes réticulaires de la deerite de Californie (AGRELL *et al.*, 1965) sont rappelées pour comparaison

% oxydes		proportions atomiques, base (O,OH) = 50			
Echant.	Troncea 90	Troncea		Ambin	
SiO ₂	33.6	Si	11.819) 11.819	12.148) 12.148	
Al ₂ O ₃	0.8	Al	0.339)	0.176)	6.052
Fe ₂ O ₃	23.3	Fe ³⁺	6.171) 6.510	5.876)	
FeO	38.7	Fe ²⁺	11.396)	10.876)	
MgO	0.3	Mg	0.148)	0.352)	11.448
MnO	0.2	Mn	0.064)	0.220)	
H ₂ O ⁺	4.25	OH	9.979) 9.979	10.352) 10.352	
Total	101.15	Total	39.916	40.000	

échant.	Troncea	Californie	Troncea
a. (Å)	10.712 ± 0.008	10.755 ± 0.002	n _z 1.84 ± 0.01
b. (Å)	18.869 ± 0.030	18.874 ± 0.006	n _x 1.81 ± 0.01
c. (Å)	9.539 ± 0.005	9.568 ± 0.002	
β (°)	106.810 ± 0.0011	107.12 ± 0.04	
volume (Å ³)	1845.7 ± 5.3	1856.2 ± 0.9	

19-421), qui ont servi à l'indexation. Sur la base de 13 raies on a calculé les paramètres réticulaires figurant au tableau 28, qui sont toutes légèrement inférieures aux valeurs données par AGRELL *et al.* (rappelées dans le tableau).

Les valeurs des deux indices de réfraction sont également données dans ce tableau. Au microscope la deerite se présente en très longues aiguilles opaques sauf sur la bordure des cristaux, qui est brun foncé. La section est lousangique. Sa taille dépasse le centimètre dans le gisement de Vanoise.

Tourmaline

Si la tourmaline est très répandue, spécialement dans les Schistes lustrés piémontais et dans les schistes et quartzites permo-triasiques briançonnais, elle ne présente que rarement des concentrations permettant de la séparer. Celle dont l'étude suit (n° 692) provient d'une veine à quartz, albite et hématite dans des micaschistes quartzitiques néopermiens d'Aussois, à environ 100 m au Sud du col d'Aussois.

CHIMISME

La composition chimique (tableau 29) mène à une formule structurale intermédiaire entre la terme magnésien, dravite (47,5 %) et le terme ferrique, schorl (52,5 %). Le fer se trouve en majeure partie sous forme ferrique.

DONNEES RADIOCRISTALLOGRAPHIQUES ET CARACTERES OPTIQUES

Les raies obtenues sur un diffractogramme de poudre coïncident avec celles d'une dravite ferrique indexée par FRONDEL (fiche ASTM n° 19-372). Cette indexation a servi pour le calcul, à partir de 14 raies, des paramètres réticulaires de la maille hexagonale (tableau 29). La valeur obtenue pour a_0 est en parfait accord avec les données d'EPPRECHT (*in* DEER *et al.*, 1962 I), mais non la valeur de c_0 et donc celle du rapport c/a .

Les indices de réfraction (tableau 29) sont en accord avec la valeur $(Fe^{2+}+Fe^{3+}+Mn)_{prop. atom.} = 2,5$ (voir diagramme dans DEER *et al.*, 1962 I).

Une autre tourmaline, faisant partie de galets éolisés inclus dans les mêmes schistes quartzitiques néopermiens (col d'Aussois) a comme indices de réfraction :

$$\begin{aligned} n_z &= 1,664 \pm 0,002 \\ n_x &= 1,634 \pm 0,004 \\ \Delta &= 0,030 \pm 0,006 \end{aligned}$$

Ces valeurs correspondraient à $(Fe^{2+}+Fe^{3+}+Mn) \approx 1,55$.

Au microscope toutes les tourmalines examinées apparaissent zonées, de manière variable si on en juge par les variations de couleur : une dominante bleue, bronze ou brune se trouve au centre ou en bordure des grains, souvent dans une même lame mince.

Tableau 29. - Tourmaline : données chimiques, radiocristallographiques et optiques

% poids (CRPG)		prop. atomiques base (O,OH,F) = 31		données R.X.	
SiO ₂	35.78	Si	6.085	a ₀	15.986 ± 0.002 Å
Al ₂ O ₃	27.70	B	2.858	c ₀	7.240 ± 0.003 Å
B ₂ O ₃	9.73	Al	5.545	c/a	0.45291
Fe ₂ O ₃	10.65	Fe ³⁺	1.359	volume	4807.0 ± 3.1
TiO ₂	0.35	Ti	0.040	données optiques	
FeO	2.35	Fe ²⁺	0.337		
MgO	6.23	Mg	1.584		
MnO	0.10	Mn	0.011		
CaO	0.52	Ca	0.093		
Na ₂ O	2.76	Na	0.909	n _z	1.671 ± 0.002
K ₂ O	0.08	K	0.020	n _x	1.641 ± 0.002
P ₂ O ₅	tr	P	-	Δ	0.030 ± 0.004
F	0.04	F	0.020		
H ₂ O ⁺	2.82	OH	3.196		
CO ₂	0.41	Total	22.057		
Total	99.49				
100 Mg / Fe ²⁺ +Mn+Mg+Fe ³⁺ +Ti 47.5					

Feldspaths

Dans les Alpes occidentales les plagioclases métamorphiques alpins sont presque toujours des albites assez pures contenant en moyenne de 3 à 5 % d'anorthite (mesures optiques et radiocristallographiques de cette étude ; BEARTH, 1967 ; NICOLAS, 1966 ; MARTINI, 1968 ; CHATTERJEE, 1971 ; GAY, 1972 ; LATTARD, 1974 ; etc.). L'oligoclase est citée par GAY dans le massif d'Ambin ; sur un ensemble de 185 mesures effectuées sur des roches de la zone piémontaise depuis Zermatt jusqu'à la Ligurie, BEARTH (1967) rapporte moins de 4 % d'oligoclase.

Le microcline est considéré en général comme détritique ou hérité de roches plutoniques ou métamorphiques acides anté-alpines. Aucune recherche systématique de microcline alpin n'a été faite dans les Alpes occidentales. Il est cité dans des calcschistes du Queyras (DUNOYER de SEGONZAC *et al.*, 1974) et dans des quartzites triasiques d'Ambin (GAY, 1972), ainsi que dans des gneiss piémontais du pourtour d'Ambin (LORENZONI, 1965).

L'albite est automorphe et maclée surtout dans les roches carbonatées, dont le meilleur exemple est le Roc Tourné à Modane où la maclure, dite du Roc Tourné, est une association d'albite et de Carlsbad, chaque paire d'individus maclés Carlsbad étant associée bout à bout pour former un "quadruplé" ("fourling") (*cf.* pl. K a, d, e). Il existe de très nombreux autres gisements carbonatés analogues où l'albite peut aussi atteindre le centimètre.

Dans les prasinites et les ovardites surtout, mais aussi dans des mica-schistes, elle est xénomorphe, poeciloblastique et peu maclée, granoblastique et peu maclée dans la plupart des roches.

Souvent noire en échantillon par suite d'inclusions probablement charbonneuses, elle peut renfermer aussi de très nombreux granules qui sont carbonatés dans les calcaires et dolomies (*cf.* pl. K a, b), de nature très variée dans les autres roches. Ses inclusions fluides (+ carbonate, halite, gypse) ont été étudiées au Roc Tourné et à Bramans (YAJIMA *et al.*, 1967 ; TOURAY, 1970).

On trouve de l'orthose adulaire et de l'albite dans les cavités du massif du Mont Blanc (POTY, 1969) et dans le Pelvoux (LACROIX, 1962, II).

Un échantillon du calcaire dolomitique du Roc Tourné fourni par l'auteur a fait partie de l'étude de KASTNER (1971) sur des albites "authigènes". L'analyse publiée est rappelée ci-dessous. Au Roc Tourné il existerait d'après les isotopes O^{18} et O^{16} deux générations d'albite autoblastique, l'une "authigène" [c'est-à-dire issue d'un métamorphisme de très faible intensité ?] et l'autre qui pourrait être soit hydrothermale, soit issue d'un métamorphisme de faible intensité (KASTNER, *in litt.*). Des feldspaths de néoformation sont cités dans les Terres noires par DUNOYER de SEGONZAC (1969, p. 266) et par ARTUR (1972, p. 98). De l'albite néoformée à inclusions charbonneuses se trouve dans le val Ferret (OULIANOFF, 1953 ; BURRI, 1969 ; AYRTON et RAMSAY, 1974) et est commune dans toutes les zones internes.

Trois analyses partielles ont été effectuées sur des albites provenant de calcaires mésozoïques, malheureusement pourvues d'inclusions :

- n° 143 albite noire. Calcaire de la zone piémontaise. Mont Cenis, fort de la Turra
- n° 307 albite noire. Calcaire dolomitique triasique briançonnais. Termignon, cirque de l'Arpont (éboulis du point 3052 m)
- n° 312 albite dans calcaire dolomitique triasique briançonnais. Termignon, col de Belle Place.

	n° 143		n° 307		n° 312		Roc Tourné (Kastner, 1971) (microsonde)
	% poids	%	% poids	%	% poids	%	
CaO	0.90	7.6	0.24	2.1	1.24	10.6	0.01 - 0.00
Na ₂ O	10.66	89.7	10.88	95.3	10.12	86.8	11.99 - 11.98
K ₂ O	0.33	0.3	0.30	2.6	0.3	2.6	- -
100 CaO/CaO+Na ₂ O		7.8		2.2		10.9	0.1 - 0.0

La potasse est due, en partie au moins, aux inclusions de mica blanc, quoique celui-ci n'apparaisse pas aux RX sur le diagramme de poudre, et la chaux à des inclusions calcitiques. Les pourcentages en anorthite calculés dépassent ainsi les pourcentages réels, dont l'analyse par microsonde donne une valeur.

Une analyse ancienne de l'albite du Roc Tourné (FOUQUE, *in* LACROIX, 1962, II) donne : $SiO_2 = 68,2\%$; $Al_2O_3 = 19,0\%$; $Na_2O = 13,5\%$ poids.

Les distances entre les raies $2\theta_{131}$ et $2\theta_{131}$ (voir notamment MAC KENZIE, 1957) apparaissant sur diffractogramme de poudre, confirment qu'il s'agit de la forme de basse température : $2\theta_{131} - 2\theta_{131} = 1,04, 1,09$ et $1,09^\circ$ respectivement. Cette différence est égale à $1,07^\circ$ pour un autre échantillon (n° 128, provenant du Roc du Bourget ; Mésozoïque briançonnais), où l'albite est associée à de la calcite et à du mica blanc dans la pseudomorphose d'aiguilles d'amphibole. La même valeur de $1,07^\circ$ a été obtenue pour une albite rose en association filonienne avec quartz et chlorite dans le socle de Vanoise (front du glacier de l'Arpont à Termignon, éch. n° 1228).

On calcule des valeurs du pourcentage en anorthite inférieures à 3 % en utilisant les paramètres $\Gamma = 2\theta_{131} + 2\theta_{220} - 2\theta_{131}$ et $B = 2\theta_{131} - 2\theta_{201}$ (SMITH et GAY, 1958, *in* VAN DER PLAS, 1966 ; SCHEIDEGGER, 1973).

Les paramètres réticulaires de l'albite du Roc Tourné ont été publiés par KASTNER (1971) qui conclut à un état très ordonné.

La densité mesurée sur l'albite du Roc Tourné (FOUQUE, *in* LACROIX, 1962, II), est de 2,60.

Minéraux divers

DIASPORE

Identifié par ELLENBERGER (1955, 1958a) dans les métasédiments hyper-alumineux à chloritoïde du Jurassique de Vanoise (*cf.* GOFFE *et al.*, 1973). Il est également cité dans des lithologies analogues, avec kaolinite et goethite sans chloritoïde, dans les Préalpes suisses (BADOUX et de WEISS, 1959 ; VERNET, 1964).

CARBONATES

Des talcschistes aux abords d'une petite lentille de serpentine de la rive gauche du vallon d'Avérole en face de Vincendières (éch. n° 1192) renferment des rhomboèdres de dolomite. La valeur de $2\theta_{1014} = 2,89^\circ$ correspond à une dolomite pure (GRAF, 1961). L'étude de LIBORIO et MOTTANA (1973) comporte plusieurs données sur les carbonates des Schistes lustrés. Des analyses sont fournies par GOOSSENS (1970) dans les métasédiments de la région de Zermatt.

MAGNETITE

Les octaèdres de magnétite auxquels sont associés riebeckite, stilpnomélane, aegyrine et deerite dans les calcaires dolomitiques liasiques du col de Belle Place à Termignon renferment entre 0,03 et 0,10 % de Ti (fluorescence X), ce qui correspond à environ 0,33 % d'ilménite. La magnétite est particulièrement abondante aussi dans des calcaires mésozoïques ou des croûtes ferrugineuses du Crétacé supérieur à Bramans, entre les cols de l'Arella et de Bellecombe; à Tignes, au vallon du Pâquier; à Val-d'Isère, au passage du Dôme; etc.

PREHNITE

Des données optiques sur des échantillons de prehnite des Alpes occidentales se trouvent dans LACROIX (1962). Elle est citée par POTY (1969), von RAUMER (1974), FABRE (1961), SALIOT (1973), PIERROT *et al.* (1972), MARTINI (1968); SAWATZKI et VUAGNAT (1972), etc.

VESUVIANITE

La vésuvianite fait partie de l'association commune des rodingites. Dans la région étudiée elle a été trouvée au-dessus de Bonneval-sur-Arc (*cf.*

partie pétrographique, éch. 1199). Des échantillons des Alpes occidentales sont décrits par STRÜVER (1888, 1891), CHATTERJEE (1962b) et NICOLAS (1966); des gisements en sont aussi cités par VUAGNAT et PUSZTASZERI (1964), DAL PIAZ (1967, 1969b, avec autres références), SEYRIG (1972), etc.

ZEOLITES

Heulandite et laumontite sont citées dans les massifs cristallins delphino-helvétiques du Mont Blanc et du Pelvoux par LACROIX (1962), et POTY (1969) et dans les grès de Taveyannaz-Champsaur par MARTINI (1968), SAWATZKI et VUAGNAT (1971).

ANNEXE n° 1 : Paragonite, éch. n° 1009, Cervières, col de Péas
liste des raies de diffraction, Cu K α

2 θ	d	intensité	2 θ	d	intensité	2 θ	d	intensité
8.82	10.02	f musc	27.21	3.27	m	41.49	2.17	f
9.08	9.73	F	27.75	3.21	FF	42.32	2.13 d	ff
17.62	5.03	f musc	28.05	3.18	m	43.02	2.10	mf
18.36	4.83	mF	29.38	3.04	f	43.58	2.07	f
20.03	4.43	F	29.79	3.00	ff	44.82	2.02	ff
20.78	4.27	mf	30.61	2.92	m	47.18	1.92	m
21.46	4.14	ff	31.62	2.83	mf	50.07	1.820	f
21.92	4.05	f	33.35	2.68	mf	54.62	1.679 d	f
22.80	3.90	ff	35.05	2.56	mF	57.04	1.613 d	f
23.56	3.77	f	35.42	2.53	F	57.60	1.599 d	f
24.21	3.67	f	37.07	2.42	m	62.60	1.483	mF
25.41	3.50	ff	38.07	2.36	mf	63.23	1.469	f
26.48	3.36	m musc	40.55	2.22	ff			

ANNEXE n° 2 : Stilpnomélane, éch. n° 638, Troncea, mines du Beth-Chinivert
liste des raies de diffraction, Cu K α

2 θ	d	intensité	2 θ	d	intensité	2 θ	d	intensité
7.33	12.22	FF	27.27	3.27	f	48.13	1.890	f
12.47	7.10	ff	29.33	3.04	mF	54.22	1.692	f
14.57	6.09	m	33.03	2.71	f	58.32	1.582	f
18.72	4.74	ff	34.98	2.56	m	58.82	1.570	f
20.41	4.35	ff	37.00	2.43	f	60.42	1.532	ff
21.89	4.06	F	38.28	2.35	mf	60.98	1.520	f
24.45	3.64	f	41.13	2.19	f	65.79	1.419	f
24.82	3.59	mf	42.75	2.12	f			
26.65	3.34	f	46.30	1.961	ff			

ANNEXE n° 3 : Pyrophyllite, éch. n° 508, Pralognan, les Prioux
liste des raies de diffraction, Cu K α

2 θ	d	intensité	2 θ	d	intensité	2 θ	d	intensité
9.60	9.21	FF	34.90	2.57	mf	50.26	1.814	ff
11.48	7.71	ff	35.19	2.55	mf	54.19	1.691	ff
19.31	4.60	mF	35.41	2.53	m	54.33	1.687	f
20.09	4.42	m	37.18	2.42	m	55.85	1.645	f
20.92	4.25	mf	38.59	2.33	ff	56.48	1.628	mf
21.29	4.17	mf	39.21	2.30	f	60.39	1.532	ff
21.73	4.09	mf	41.66	2.17	f	62.15	1.492	m
25.61	3.48	ff	42.00	2.15	mf	63.16	1.471	f
28.15	3.17	f	43.41	2.08	mf	65.46	1.425	ff
29.13	3.07	F	43.99	2.06	mf	67.66	1.384	mf
30.12	2.97	f	48.13	1.889	ff	68.53	1.368 d	mf
33.00	2.71	ff	49.58	1.837	mf	69.62	1.349	f

ANNEXE n° 4 : Talc, éch. n° 1061, Bessans-Le Villaron
liste des raies de diffraction, Cu K α

2 θ	d	intensité	2 θ	d	intensité	2 θ	d	intensité
9.46	9.35	F	34.48	2.60 d	f	52.82	1.732	ff
10.53	8.40	f	35.60	2.52	mf	54.20	1.691	ff
12.50	7.08	ff	35.91	2.50	m	59.21	1.559	mf
18.96	4.68	mF	36.60	2.46 d	f	60.52	1.529	m
19.40	4.58	m	38.48	2.34	f	62.60	1.483	ff
24.08	3.70	ff	40.13	2.25 d	f	67.41	1.388 d	ff
28.61	3.12	FF	43.06	2.10	f	70.40	1.336	f
30.01	2.98	ff	46.46	1.954	ff	71.32	1.321	ff
34.06	2.63 d	ff	48.61	1.871	m	72.90	1.297	ff

ANNEXE n° 5 : Ferroglaucophane, éch. n° 949, Termignon, N cirque de l'Arpont
liste des raies de diffraction, Cu K α

2 θ	d	intensité	2 θ	d	intensité	2 θ	d	intensité
9.98	8.86	ff	33.30	2.69	m	51.59	1.770	mf
10.78	8.20	FF	34.92	2.57	mf	56.39	1.630	f
17.75	4.99	f	35.61	2.52	m	57.38	1.604	f
18.28	4.85	f	38.60	2.33	f	57.83	1.593	f
19.16	4.63	f	39.45	2.28	mf	58.21	1.583	ff
19.98	4.44	m	40.20	2.24	m	59.75	1.546	f
21.65	4.10	ff	41.76	2.16	ff	61.40	1.509	f
23.18	3.83	f	42.13	2.143	f	62.65	1.482	f
26.36	3.38	f	43.95	2.06	ff	63.29	1.468	ff
26.67	3.34	ff	45.37	1.997	f	64.08	1.452	f
27.82	3.20	m	46.21	1.963	f	65.05	1.433	ff
29.32	3.04	F	47.66	1.907	ff	66.09	1.412	ff
30.47	2.93	f	49.39	1.844	f	66.80	1.399	f
32.66	2.74	mf	51.39	1.776	ff	69.06	1.359	ff

ANNEXE n° 6 : Aegyrine, éch. n° 59b, Saint-Véran, mines de Cu
liste des raies de diffraction, Cu K α

2 θ	d	intensité	2 θ	d	intensité	2 θ	d	intensité
13.91	6.36	FF	42.62	2.12	m	56.28	1.633	f
19.25	4.61	f	43.20	2.09	f	57.21	1.609	mf
20.22	4.39	FF	44.62	2.03	ff	57.98	1.589	mf
24.61	3.61	ff	44.92	2.02	f	60.22	1.535	mf
28.08	3.17	mf	45.70	1.984	f	60.63	1.526	m
29.95	2.98	m	46.97	1.933	f	61.29	1.511	ff
30.86	2.89	F	48.35	1.881	f	61.63	1.504	f
35.31	2.54	mf	49.47	1.841	ff	63.42	1.465	mf
35.53	2.52	mf	49.92	1.825	ff	66.73	1.400	f
36.34	2.47	m	50.60	1.802	f	67.05	1.395	mf
39.11	2.26	ff	51.59	1.770	ff	68.06	1.376	ff
41.04	2.20	mf	53.00	1.726	mf	70.93	1.328	f
			55.32	1.659	f	72.75	1.299	f

Répartition géographique et structurale des minéraux

Les cartes de répartition qui suivent montrent la distribution des minéraux dont on a précisé la minéralogie au cours des pages qui précèdent. Elles sont établies à partir des résultats personnels et de données de la littérature, soit un total de plus de 700 gisements fichés, les gisements analogues de localisation voisine étant rassemblés en un même point. La carte métamorphique des Alpes (ZWART *et al.*, 1973 ; légende pour les Alpes occidentales : BOCQUET, DAL PIAZ *et al.*, sous presse) montre la distribution et le gisement de certains minéraux. Ces cartes complètent et étendent celles publiées antérieurement (BOCQUET, 1971).

Les gisements sont affectés d'un numéro où le premier chiffre désigne une situation géographique approximative et le dernier chiffre le type de roche hôte, suivant le tableau ci-dessous. Ainsi, par exemple, un minéral pro-

	région (1er chiffre)		lithologie (dernier chiffre)
1	Ruitor p.p., Valais, Val d'Aoste, Alpes centrales	1	
2	Versoyen, val Ferret	2	socles à métamorphisme anté-alpin (métabasites)
3	massifs cristallins externes	3	
4	couverture delphino-helvétique, Préalpes	4	
5	Vanoise et ses abords, Ruitor p.p.	5	marbres, calcaires mésozoïques briançonnais ou valaisans
6	Ambin et ses abords	6	roches mésozoïques penniques non carbonatées
7	Briançonnais classique, Queyras, haute Ubaye	7	Schistes lustrés piémontais, schistes du Versoyen
8	Grand Paradis, Dora-Maira et leurs abords	8	méta-ophiolites piémontaises et du Versoyen
9	zone d'Acceglio	9	paragenèses métallifères de la zone piémontaise
0	zone Sesia-Lanzo	0	molasse, flysch

venant du socle de Vanoise portera un numéro 5..3 et celui dont la roche d'origine est une méta-ophiolite piémontaise du Queyras aura un numéro 7..8. La liste des gisements est annexée à chaque carte. Les gisements déjà figurés en 1971 sont repris ici sans numéro.

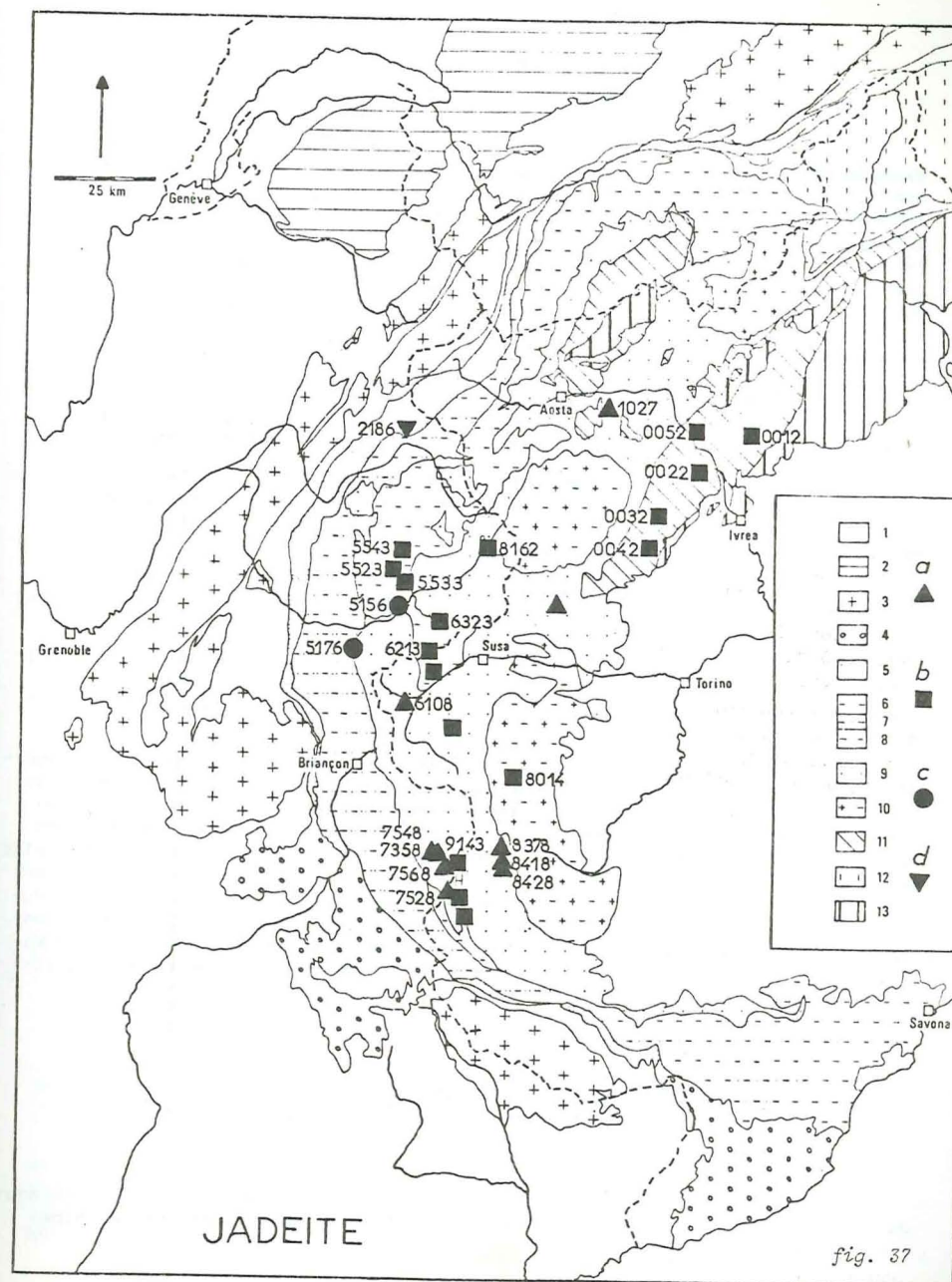
Les cartes présentées se veulent complètes, dans l'état actuel des connaissances de l'auteur, pour la partie française des Alpes occidentales. Dans les parties italiennes et suisses les points sont plus clairsemés : la plupart représentent, sans les épuiser, des données de la littérature. Ces points permettent de voir l'allure du prolongement des aires de distribution au-delà du cadre limité de ce travail, mais ne correspondent pas à une densité réelle.

Les limites des aires de distribution telles qu'elles ont été tracées par BOCQUET (1971, fig. 6) et telles qu'elles découlent aussi des cartes présentées ici, ne constituent pas des isogrades. En effet :

- un minéral peut apparaître plus ou moins tôt, en fonction à la fois de la roche encaissante et des minéraux antérieurs déstabilisés, dont la réaction lui donne naissance. Des isogrades - ou mieux des isogrades de réaction, suivant l'expression de WINKLER (*in litt.*) - ne doivent être dessinés que pour un même type de roche et une même association minérale globale.
- les minéraux désignés sous une même dénomination et ainsi rassemblés dans une même carte ne sont pas tous contemporains, mais proviennent de phases différentes de métamorphisme. C'est le cas certainement des amphiboles bleues, de la lawsonite, de la pumpellyite, peut-être du chloritoïde et même du stilpnomélane, comme on le verra plus loin.
- une même espèce minérale ou un même groupe d'espèces minérales peut recouvrir des minéraux exigeant différentes conditions P-T de formation et dont la signification en ce qui concerne le "grade" de métamorphisme peut être différente. Un exemple en est le groupe des amphiboles sodiques dont les termes ferri-fères ne sont pas indicateurs de pressions élevées.
- la localisation actuelle des gisements ne reflète pas nécessairement les rapports géométriques entre les unités structurales à l'époque des phases de métamorphisme. Les paragenèses de la première phase de métamorphisme (datée du Crétacé supérieur : cf. chapitre de chronologie) constituent notamment un "métamorphisme transporté" suivant l'expression de DAL PIAZ *et al.* (1972). En d'autres termes les isogrades de cette époque sont des isogrades "fossiles" (BEARTH, 1974), fragmentés. Par contre les associations de la deuxième phase de métamorphisme sont surimposées à des structures en nappes achevées ou presque.

Fig. 37. - Jadéite : carte de distribution des gisements. Légende structurale : voir fig. 1. Les gisements non numérotés sont repris de BOCQUET (1971). Les omphacites, chloromélinites et aegyrines ne sont pas représentées, pas plus que des gisements anciennement décrits comme étant de "jadéite", mais pouvant être d'un pyroxène sodique à faible teneur en molécule de jadéite (par exemple, dans le val d'Ollomont, NOVARESE, 1903, etc.). Au sujet des éclogites, voir la carte de BORTOLAMI et DAL PIAZ (1970). De la jadéite a aussi été trouvée en galets morainiques et en artefacts préhistoriques, notamment dans le val de Suse (PIOLTI, 1898, 1902a).

Origine des échantillons : a. Méta-ophiolites piémontaises. b. Micaschistes ou gneiss du socle ou du Paléozoïque supérieur. c. Roches de la couverture mésozoïque. d. Méta-ophiolites du Versoyen.



JADEITE (fig. 37)

Les pyroxènes sodiques plus ou moins jadéitiques ont d'abord été connus dans leurs gisements italiens des micaschistes de la zone Sesia-Lanzo et des ophiolites de la zone piémontaise, en association avec des roches éclogitiques (DAMOUR, 1881 ; MRAZEC, 1888 ; PIOLTI, 1898, 1902b ; FRANCHI, 1900, 1901, 1903 ; ZAMBONINI, 1901 ; STELLA, 1903 ; etc.). La jadéite a été ensuite signalée dans le socle d'Ambin (LORENZONI, 1963b), dans du Permien de la zone d'Acceglio (LEFEVRE et MICHARD, 1965), les Alpes cottiennes (CARON et SALIOT, 1969) et Dora-Maira (VIALON, 1966). Elle existe, dans les Alpes françaises, dans le massif d'Ambin (GAY, 1970, 1972), dans le Queyras (données de l'auteur ; CABY *et al.*, 1971 ; STEEN, 1972), dans le Versoyen (données personnelles ; SALIOT, 1973), la Vanoise (idem) et dans le Grand Paradis (SALIOT, 1973). Un de ses gisements les plus remarquables est formé par les métagranites de la zone Sesia, où la jadéite remplace les plagioclases tandis que la biotite est transformée en grenat (DAL PIAZ *et al.*, 1972, 1973 ; COMPAGNONI et MAFFEO, 1973).

Le chimisme du pyroxène sodique semble en relation étroite avec celui de la roche encaissante, la jadéite apparaissant dans les roches pauvres en Fe et en Ca, l'omphacite et la chloromélanite dans les roches riches en ces deux éléments, spécialement dans les metabasites.

Dans les Alpes occidentales la jadéite apparaît le plus généralement associée à du quartz. On sait que cette association, et non la présence de jadéite seule, est caractéristique de hautes pressions.

Les connaissances actuelles sur ses gisements montrent la jadéite limitée aux zones les plus internes, c'est-à-dire de la zone Sesia et de la zone piémontaise interne au Briançonnais interne compris (Vanoise, Ambin, Acceglio), en y ajoutant le Versoyen.

La jadéite apparaît toujours associée aux premières paragenèses métamorphiques alpines de la roche, où elle ne constitue le plus souvent que des reliques à l'intérieur des produits de remplacement que sont l'albite, les micas blancs et des amphiboles sodiques. Les roches hôtes des socles et du Permien sont décrites comme étant des leptynites, métagrauwackes, micaschistes et gneiss, quartzites, amphibolites, méta-rhyolites. Dans les roches mésozoïques ce sont des métadolérites, des roches felsiques sodiques, des micaschistes et des glaucophanites. NOVARESE (1903) cite des bancs et lentilles de jadéite dans les calcschistes piémontais, au contact avec les gneiss d'Arolla, dans le val d'Ollomont (ce gisement ne figure pas sur la carte, parce que la teneur en jadéite du pyroxène n'est pas connue).

AMPHIBOLES SODIQUES (fig. 38)

Les amphiboles sodiques sont des minéraux assez caractéristiques et abondants pour avoir été notés dès les premiers travaux géologiques sur les Alpes

Jadéite

- 0 01 2 : métagranite. Zone Sesia-Lanzo. Mucrone. DAL PIAZ *et al.* (1972) ; COMPAGNONI et MAFFEO (1973).
- 0 02 2 : Zone Sesia-Lanzo. VELDE et KIENAST (1973, carte).
- 0 03 2 : idem
- 0 04 2 : idem
- 0 05 2 : idem
- 1 02 7 : quartzite filonien. Zone piémontaise. Vallon de St-Marcel, à la hauteur de l'Agna Verde. DAMOUR (1881 ; analyse)
- 2 18 6 : micaschiste à glaucophane, chloritoïde, jadéite et biotite verte. Mésozoïque, zone du Versoyen. Pointe Clapey, 5 km WSW col du Petit St-Bernard. Ech. J.B. (voir LOUBAT, 1968, p. 400-401)
- 5 52 3 : micaschiste à amphiboles bleues et jadéite. Anténamurien, Vanoise méridionale, zone briançonnaise. Termignon, cirque de l'Arpont. Ech. J.B.
- 5 53 3 : filon à pyroxène jadéitique et quartz dans micaschiste à épidote et pyroxène jadéitique. Anténamurien, Vanoise méridionale, zone briançonnaise. Termignon, NW chalets de Bellecombe. Ech. J.B.
- 5 54 3 : micaschiste à pyroxène jadéitique et glaucophane. Anténamurien, Vanoise méridionale, zone briançonnaise. Termignon, moraine du Pelve, côté S. Ech. J.B.
- 5 15 6 : gneiss albitique. Trias supérieur ??, lentille dans les gypses de Maurienne. Bramans, pont des Chaudannes. Ech. J.B.
- 5 17 6 : micaschiste. Trias briançonnais. Charmaix, SE du Grand Argentier. Ech. J.B.
- 6 21 3 : micaschiste à pyroxène jadéitique. Groupe d'Ambin, Paléozoïque supérieur du massif d'Ambin, zone briançonnaise. Vallon d'Ambin, le Planey. GAY (1970, p. 20).
- 6 32 3 : orthogneiss acide à feldspath potassique, jadéite, aegyrine et amphibole bleue. Groupe d'Ambin, Paléozoïque supérieur du massif d'Ambin, zone briançonnaise. Mont Cenis, série de Gran Scala. Ech. J.B.
- 6 10 8 : métadolérite à glaucophane et lawsonite. Ophiolite de l'Ensemble des Schistes lustrés. Ulzio. GAY (1970, p. 57).
- 7 35 8 : glaucophanite à jadéite ; métagabbro à glaucophane, jadéite et lawsonite. Méta-ophiolites de l'Ensemble des Schistes lustrés. Ceillac, col des Prés Bergers. Ech. J.B.
- 7 52 8 : méta-albite à jadéite, albite, quartz (analcime ?) ± glaucophane, pyroxène aegyrinique, pumpellyite. Méta-ophiolite de l'Ensemble des Schistes lustrés. Haute Ubaye, entre cirque de la Gavia et vallon de Rubren. STEEN (1972, p. 49, 174, 182).
- 7 54 8 : roche bréchique granophyrique ± glaucophane, lawsonite, jadéite, biotite verte. Ensemble des Schistes lustrés. Ceillac, col des Prés Bergers. Ech. J.B.
- 8 16 2 : gneiss. Massif du Grand Paradis. Bonneval, route de l'Iseran. SALIOT (1973, carte).
- 8 01 4 : amphibolite à grenat. "Ensemble des gneiss glanduleux", massif de Dora-Maira. Environs de Bessé, vallone dei Subiaschi, N de Bobbio-Pellice. VIALON (1966, p. 160).
- 8 37 8 : pyroxénites. Zone piémontaise. Mont Viso. FRANCHI (1900, p. 133-134).
- 8 41 8 : jadéite. Zone piémontaise. Prato Fiorito, val Po. AICHINO, in FRANCHI (1901 ; analyse).
- 8 42 8 : jadéite. Zone piémontaise. Mont Viso. DAMOUR (1881 ; analyse).
- 9 14 3 : micaschiste à pyroxène jadéitique relique, glaucophane, chlorite, albite. Antétrias de la zone d'Acceglio. St-Paul-sur-UBaye : haut vallon et col du Longet. Ech. J.B.

occidentales. Les premières analyses qui en ont été effectuées datent du siècle dernier (STRÜVER, 1875 ; BODEWIG, 1876 ; COLOMBA, 1894).

Rares dans la zone houillère septentrionale (FABRE, 1961), elles sont assez fréquentes dans la couverture briançonnaise interne et communes dans le socle briançonnais. Elles se trouvent de manière abondante dans les ophiolites piémontaises, du Versoyen mais, plus rares, dans celles des Préalpes (flysch des Gêts : BERTRAND, 1971). Dans les Schistes lustrés elles ne sont abondantes

Amphiboles sodiques

- 1 19 2 : micaschiste + glaucophane + chloritoïde + grenat. Anténomurien de la zone briançonnaise, massif du Ruitor. Ste-Foy-en-Tarentaise, arête de Montseti. FABRE (1961); Ech. J.B.
- 1 21 2 : ovardite à glaucophane relique + grenat. Anténomurien de la zone briançonnaise, massif du Ruitor. Ste-Foy-en-Tarentaise, col du Lac Noir (entre Tarentaise et Val Grisanche). Ech. J.B.
- 1 33 3 : micaschiste à épidote, chlorite, glaucophane relique, biotite verte. Anténomurien de la zone briançonnaise. Runaz, haut val d'Aoste. DAL PIAZ et GOVI (1965)
- 1 38 3 : micaschiste à glaucophane + altéré, chlorite, biotite verte. Anténomurien de la zone briançonnaise, massif du Ruitor. Ste-Foy-en-Tarentaise, moraine de l'Avernet. Ech. J.B.
- 1 40 3 : micaschiste à glaucophane relique, chlorite, albite, biotite verte, amphibole bleu vert et grenat. Anténomurien de la zone briançonnaise. Ste-Foy-en-Tarentaise, route du Monal. Ech. J.B.
- 1 01 4 : amphibolite à grenat. Anténomurien de la zone briançonnaise, zone d'Arvier et zone de Runaz. Haut val d'Aoste, Leverogne et entre Runaz et Derby. DAL PIAZ et GOVI (1965)
- 1 05 8 : méta-ophiolite piémontaise. Chaîne Herbetet-Grivola. Gb. DAL PIAZ (1928)
- 4 04 8 : brèche ophiolitique et gabbro. Flysch des Gêts. Mouille Ronde, S Morzine. BERTRAND (1971, p. 420, 427)
- 5 33 3 : filon à crossite et quartz dans micaschiste. Anténomurien de la zone briançonnaise, Vanoise méridionale. Termignon, E de Chassefort. Ech. J.B. (analyse)
- 5 51 3 : micaschiste à glaucophane + chloritisé. Anténomurien de la zone briançonnaise, Vanoise méridionale. La Thuile près de Ste-Foy-en-Tarentaise, tunnel Bellair. Ech. J.B.
- 5 11 4 : ovardite. Anténomurien de la zone briançonnaise, Vanoise septentrionale. Val-d'Isère, sous la Roche des Fours. Ech. J.B.
- 5 16 4 : métabasite. Anténomurien de la zone briançonnaise, Vanoise septentrionale. Peisey-Nancroix, cirque de Bellecôte. Ech. J.B.
- 5 23 5 : croûte d'altération, Mésozoïque briançonnais, massif de la Vanoise. Tignes, passage du Dôme. Ech. J.B.
- 5 02 8 : méta-ophiolite. Ensemble des Schistes lustrés. Termignon, rochers de la Sana. Ech. J.B.
- 5 15 8 : métagabbro à glaucophane, lawsonite, chlorite ; glaucophanite. Méta-ophiolites de l'Ensemble des Schistes lustrés. Bardonecchia, versant E du col du Fréjus. CABY (1964). Ech. J.B.

Fig. 38. - Amphiboles sodiques : carte de distribution des gisements.

Légende structurale : voir fig. 1.

Les gisements non numérotés sont repris de BOCQUET (1971). Les grands symboles (zone de Zermatt, zone Sesia, Mont Rose, Ligurie) indiquent des points synthétiques, non des gisements précis. En Vanoise, dans Ambin et dans le Queyras chaque point représente plusieurs gisements, car ceux-ci sont trop nombreux pour pouvoir être repérés individuellement.

Appartenance structurale des gisements : A. Couverture mésozoïque briançonnaise. b. Socle ou Paléozoïque supérieur. c. Schistes lustrés piémontais ou schistes du Versoyen. d. Méta-ophiolites piémontaises ou du Versoyen. Les symboles creux représentent des gisements qui contiennent de la riebeckite ou de la magnésioriebeckite.

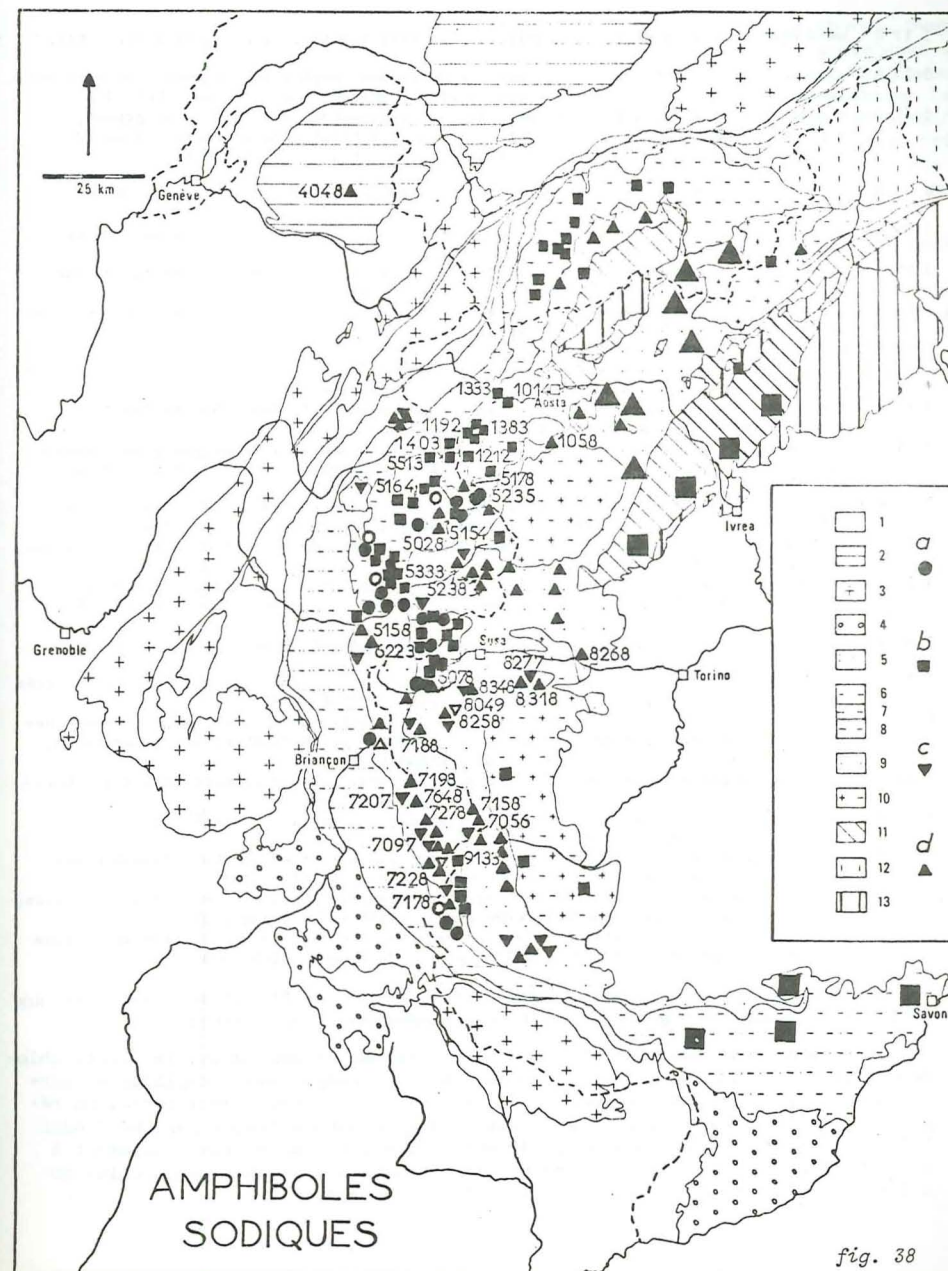


fig. 38

- 5 17 8 : méta-ophiolite à épidote. Ensemble des Schistes lustrés. Tignes, Sassièr. Ech. J.B.
- 5 23 8 : amphibolite prasinitique chloriteuse à glaucophane, amphibole bleu vert, biotite verte et grenat. Ensemble des Schistes lustrés. Bessans, le Villaron. Ech. J.B.
- 6 22 3 : micaschiste + jadéite, chloritoïde, grenat ; glaucophanite à épidote et grenat, amphibolite et ovardite. Anténamurien de la zone briançonnaise, massif d'Ambin. Vallon d'Ambin, N col Sommeiller, ravin de la Clarea, environs d'Exilles, etc. GAY (1970) ; éch. J.B.
- 6 07 8 : métadolérite à glaucophane et lawsonite. Ensemble des Schistes lustrés. NE Ulzio. GAY (1970)
- 7 05 6 : schiste quartzique à glaucophane; roches à épidote et glaucophane. Ensemble des Schistes lustrés. Ristolas, lac Egourgeux. Ech. J.B.
- 7 09 7 : calcschiste et marbre à ferroglaucophane. Ensemble des Schistes lustrés. Molines-en-Queyras, vallon et col du Longet. Ech. J.B. (analyse)
- 7 20 7 : calcschiste à glaucophane, lawsonite, épidote et albite. Ensemble des Schistes lustrés. Meyriès, vallon de Péas. Ech. J.B.
- 7 15 8 : pillow, prasinite, glaucophanite, etc. Méta-ophiolites de l'Ensemble des Schistes lustrés. Ristolas, pic de la Lauze, arête de la Taillante ; Abriès, crête de Pelvas et montagne d'Urine. BERTRAND et DELALOYE (1970) ; éch. J.B.
- 7 17 8 : métadiabase et métagabbro. Méta-ophiolites de l'Ensemble des Schistes lustrés. Haute Ubaye, massif de Chabrière. LEMOINE et al. (1970)
- 7 18 8 : pillow à amphibole sodique, albite, chlorite, pyroxène sodique et phengite. Ensemble des Schistes lustrés. Cesana, Mte Cruzeau. KOEHN (1969) ; KOEHN et VUAGNAT (1970)
- 7 19 8 : glaucophanite à épidote, méta-ophiolite à glaucophane et lawsonite. Ensemble des Schistes lustrés. Cervières, vallon des Fonds ; Pierre Rouge. Ech. J.B.
- 7 22 8 : méta-ophiolite à glaucophane, épidote, etc. Ensemble des Schistes lustrés. Ceillac, Montagne de Cristillan. Ech. J.B.
- 7 27 8 : métagabbro à glaucophane, lawsonite + épidote. Ensemble des Schistes lustrés. St-Véran, fond du vallon ; Molines-en-Queyras, vallon du Longet et Eychassière. Ech. J.B.
- 7 64 8 : glaucophanite à lawsonite, épidote et chlorite. Ensemble des Schistes lustrés. Meyriès, vallon de Péas. Ech. J.B.
- 8 27 7 : marbre à glaucophane, chloritoïde, chlorite et albite. Ensemble des Schistes lustrés. Massifs du Pelvo (Rocciavré) et de l'Albergian. SEYRIG (1972)
- 8 25 8 : méta-ophiolites à glaucophane et épidote ou lawsonite + stilpnomélane. Ensemble des Schistes lustrés. Tronca, Pta del Beth ; minière del Beth-Ghinivert ; Sestriere, M. Banchetta et Clot Mutta. Ech. J.B. ; CARON (1970, 1971)
- 8 26 8 : prasinite à grenat. Ensemble des Schistes lustrés, zone de Zermatt-Saas s.l. Chia-vrie, Rocca Bianca (val de Suse). ZAMBONINI (1906 ; analyse)
- 8 31 8 : prasinite à hornblende bleu vert et biotite verte + grenat. Ensemble des Schistes lustrés. Massif du Rocciavré. SEYRIG (1972)
- 8 34 8 : gabbro et prasinite à glaucophane, lawsonite, saussurite et albite. Ensemble des Schistes lustrés. SW Albergian, S du val Chisone. SEYRIG (1972)
- 8 04 9 : schiste quartzique à riebeckite, chloritoïde et pyrite. Ensemble des Schistes lustrés. Vallone delle Minière, haut val Germanasca. GRILL (1922 ; analyse)
- 9 13 3 : micaschiste à jadéite relique, glaucophane, chlorite, albite. Antétrias de la zone d'Acceglio. St-Paul-sur-Ubaye, vallon et col du Longet. Ech. J.B.

que dans les niveaux de schistes, quartzites et marbres étroitement associés aux ophiolites et semblent absentes de la masse même des calcschistes.

L'amphibole sodique est souvent transformée en amphibole bleu vert, chlorite + albite + biotite verte. La fréquence de ce remplacement explique en partie que les gisements d'amphibole sodique soient peu communs dans certaines régions. La limite interne de l'association à glaucophane tracée par CHATTERJEE (1971) à peu près en bordure ouest de Dora-Maira correspond plus exactement à une limite de fréquence des gisements. On retrouve d'abondantes amphiboles sodiques dans la partie orientale de la zone Sesia-Lanzo.

Les roches hôtes sont des micaschistes, metabasites (métagabbros, ovardites, prasinites) à glaucophane s.l. relique, métadolérites et métadiabases ; elle est fréquemment assez abondante pour que la roche mérite le nom de glaucophanite. Ce sont aussi des marbres, calcaires, quartzites et calcschistes. Le chimisme de l'amphibole est en nette relation avec celui de la roche encaissante (BOCQUET, 1974d, partie minéralogique). Dans les micaschistes du socle briançonnais elle provient notamment de la transformation de la biotite : le passage de l'une à l'autre est nettement visible dans le massif d'Ambin (GAY, 1970, 1972).

Les domaines de distribution de la riebeckite et de la magnésioriebeckite (symboles creux sur la fig. 38) ne se distinguent pas cartographiquement, dans les Alpes occidentales, du domaine général des amphiboles bleues. On trouve de la riebeckite et de la magnésioriebeckite dans les calcaires mésozoïques de la couverture briançonnaise interne et dans la zone piémontaise (Saint-Véran ; haut val Germanasca : GRILL, 1922). Dans plusieurs contextes lithologiques une amphibole sodique tardive pourrait être riebeckitique, mais on manque d'analyse. Leur richesse en fer est liée à celle de la roche encaissante où le fer est aussi exprimé sous forme d'oxyde ou de sulfure. On trouve toujours une amphibole bleue de la série glaucophane-crossite à quelques mètres de ces gisements métallifères à riebeckite, là où la teneur en fer de la roche est plus faible. Ou bien la riebeckite, très zonée, est associée dans le même échantillon à des amphiboles bleues crossitiques ou glaucophaniques (comme c'est le cas au vallon du Pâquier à Tignes, où l'amphibole décrite par RAGUIN (1925) sous le nom de crossite montre des caractères optiques variant entre ceux de riebeckite et de crossite ou d'amphibole encore moins ferifères (à orientation "G").

En plus peut-être de l'influence prépondérante du chimisme de la roche hôte les analyses chimiques dont on dispose actuellement semblent indiquer dans les Alpes occidentales une diminution de la teneur en fer et une augmentation de celles en aluminium octaédrique et magnésium des amphiboles sodiques d'E en W au travers des unités structurales : glaucophane + ferroglaucophane et crossite dans la zone Sesia et la zone piémontaise (riebeckite seulement dans les associations métallifères), ferroglaucophane et crossite dans la zone briançonnaise. Cette variation avait déjà été notée par BEARTH (1967).

CHLORITOÏDE (fig. 39)

Le domaine de distribution du chloritoïde comprend surtout les socles cristallins penniques (Grand-Saint-Bernard, Rutor, Ambin et socles penniques internes), les Schistes lustrés et la zone Sesia. Le socle de Vanoise en est curieusement presque dépourvu : un seul gisement y a été signalé, par TERMIER (1891) ; mais il ne semble pas impossible que des micaschistes à chlorite constituent l'équivalent rétro-morphosé des micaschistes à chloritoïde fréquents par exemple dans le massif d'Ambin. Dans la partie SW des Alpes occidentales, son domaine ne comprend que la bordure interne de la zone piémontaise, où d'autres gisements que ceux qui sont signalés ici existent certainement

Chloritoïde

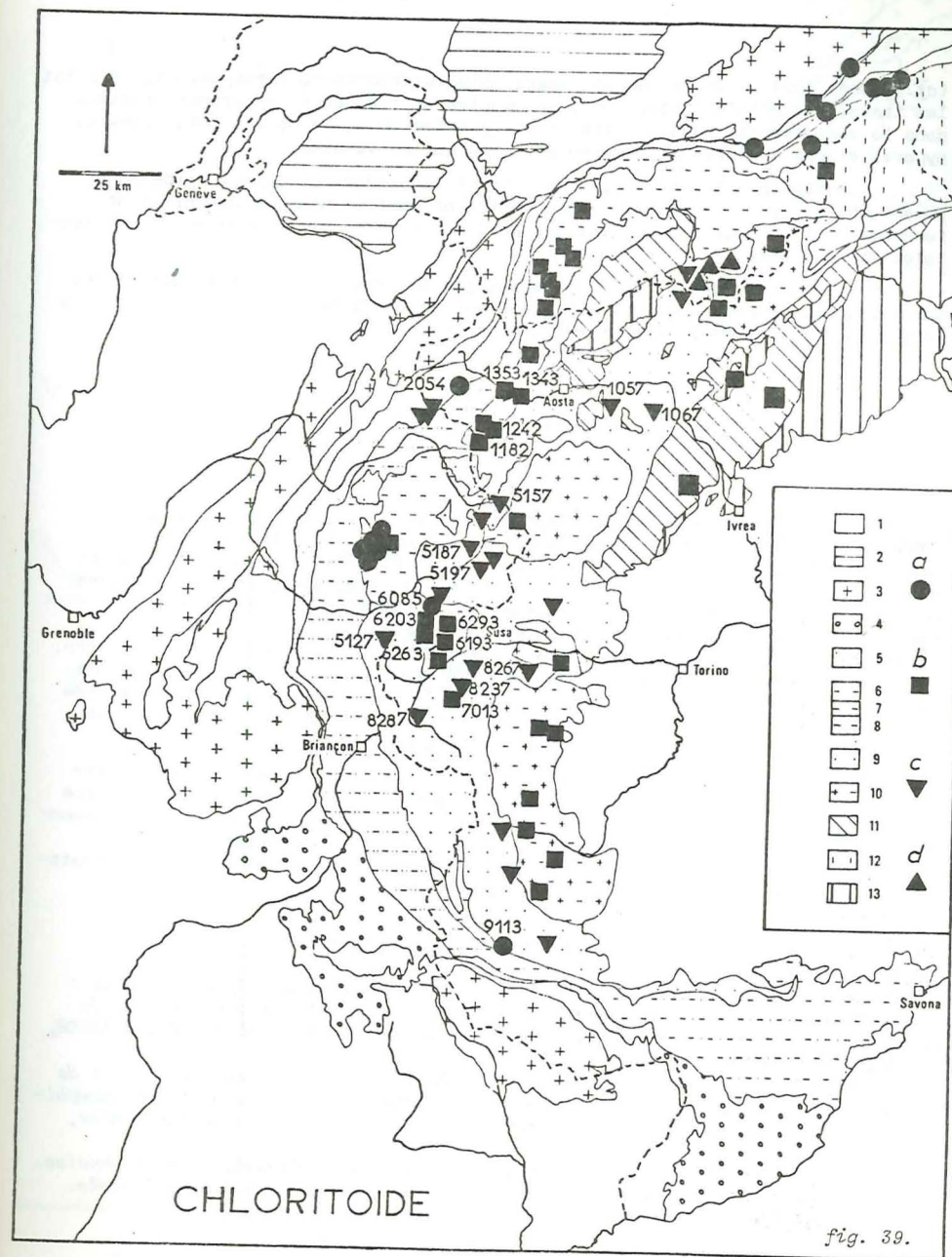
- 1 18 2 : micaschiste à chloritoïde + glaucophane et grenat. Anténamurien de la zone briançonnaise, massif du Rutor. Ste-Foy-en-Tarentaise, arête de Montseti. Ech. J.B.
- 1 24 2 : micaschiste + grenat, disthène, biotite. Anténamurien de la zone briançonnaise, massif du Rutor. La Thuile (AO), E du glacier du Rutor ; Ste-Foy-en-Tarentaise, moraine de l'Avernet. Ech. J.B.
- 1 34 3 : micaschiste à grenat et chlorite. Anténamurien de la zone briançonnaise-Gd-St-Bernard, zone d'Arvier. Leverogne, haut val d'Aoste. DAL PIAZ et GOVI (1965)
- 1 05 7 : Ensemble des Schistes lustrés. St-Marcel. TSCHERMAK et SIPÖCZ (1879 ; analyse)
- 1 06 7 : Ensemble des Schistes lustrés. Champ de Praz. MANASSE, in HALFERDAHL (1961 ; analyse)
- 2 04 5 : calcschiste. Mésozoïque de l'unité du Petit-St-Bernard. La Thuile, Roc de Belleface. ANTOINE (1971, p. 178)
- 5 12 7 : micaschiste. Ensemble des Schistes lustrés. Bardonecchia, col de Fréjus, versant E. Ech. J.B. (analyse)
- 5 15 7 : calcschiste. Ensemble des Schistes lustrés. Val d'Isère, moraine des sources de l'Isère. Ech. J.B. ; POLINO (1974)
- 5 18 7 : calcschiste. Ensemble des Schistes lustrés. Bessans. Ech. J.B.
- 5 19 7 : calcaire phylliteux. Ensemble des Schistes lustrés. Bessans, vallon d'Avérole, éboulis du Charbonnel. Ech. J.B.
- 6 19 3 : lentille d'exsudation quartzreuse. Groupe d'Ambin, Paléozoïque supérieur du massif d'Ambin, zone briançonnaise. ENE de la Pte Sommeiller. GAY (1972 ; analyse)
- 6 20 3 : micaschiste à jadéite. Groupe d'Ambin, Paléozoïque supérieur du massif d'Ambin, zone briançonnaise. Vallon d'Ambin, Le Planey. GAY (1970)
- 6 26 3 : micaschiste albitique ; gneiss à biotite. Anténamurien de la zone briançonnaise, massif d'Ambin, groupe de la Clarea. N col Sommeiller. GAY (1970)
- 6 29 3 : micaschiste + glaucophane, chlorite + épidote. Anténamurien de la zone briançonnaise massif d'Ambin. Vallon d'Ambin. Ech. J.B.
- 6 08 5 : "flysch" tertiaire et schistes triasiques. Bramans, cuvette de Bellecombe. GAY (1972)
- 7 01 3 : schistes verts. Permien ? Sestriere, E M. Banchetta. CARON (1971)
- 8 23 7 : micaschiste. Ensemble des Schistes lustrés. Entre val Chisone et val de Suse. BORTOLAMI et DAL PIAZ (1970, p. 145)
- 8 26 7 : marbre à glaucophane, chlorite et albite. Ensemble des Schistes lustrés. Massifs du Pelvo (Rocciavré) et de l'Albergian. SEYRIG (1972)
- 8 28 7 : micaschiste à chlorite. Ensemble des Schistes lustrés. Col Fenestrelle, Cesana. HUTTENLOCHER (1934, p. 67) (localisé erronément dans la nappe du Gd-St-Bernard par Niggli et Niggli, 1965, et Bocquet, 1971)
- 9 11 3 : micaschiste à phengite. Permien probable, zone d'Acceglio. Val Grana, entre Chiappi et sanctuaire de San Magno. HICKEL (1972, éch. 11)

Fig. 39. - Chloritoïde : carte de distribution des gisements.

Légende structurale : voir fig. 1.

Les gisements non numérotés sont tirés de BOCQUET (1971), de NIGGLI et NIGGLI (1965) et de BEARTH (1967). Les points reportés dans la zone Sesia et dans le val d'Aoste sont des points synthétiques.

Appartenance structurale des gisements : a. Couverture mésozoïque briançonnaise ou du Versoyen. b. Socle. c. Schistes lustrés piémontais. d. Méta-ophiolites piémontaises.



(cf. FIORA, 1974). On le connaît aussi dans les roches du Versoyen. Plus à l'Est les travaux de BEARTH (1963, 1967) ont montré sa fréquence, en grands cristaux, dans la zone Zermatt-Saas. Enfin un chloritoïde abonde dans les métasédiments hyperalumineux du Jurassique moyen et supérieur de Vanoise.

La symétrie du chloritoïde est triclinique dans ce dernier type de gisement et, d'après l'échantillonnage restreint dont on dispose actuellement, tendrait à être monoclinique vers les parties les plus orientales et nord-orientales de la chaîne.

Le chloritoïde se trouve dans des gneiss, des micaschistes, des roches quartzitiques et des calcschistes. Des amas qu'il forme dans le Rutor et dans le Valais dérivent de la transformation de staurotide.

LAWSONITE (fig. 40)

La lawsonite a été citée pour la première fois dans les Alpes par FRANCHI (1897b) qui l'avait remarquée dans les méta-ophiolites (1895, 1896) avant sa définition par PALACHE en Californie. Elle a été ensuite décrite en plusieurs endroits (FRANCHI, 1897b ; TERMIER, 1904). Deux premières analyses en ont été effectuées dès 1904 par ZAMBONINI. Elle fut ensuite décrite par RAGUIN (1930a et b) en haute Maurienne et en Tarentaise, puis par ROUTHIER (1944) dans le Queyras, à Saint-Véran, par FABRE (1961) dans la zone houillère, par BEARTH (1962) en Maurienne à Villarodin, etc. Des pseudomorphoses chloriteuses lui ont été attribuées par ELLENBERGER (1958a, 1960) dans la couverture de Vanoise et par GAY (1970) dans celle d'Ambin, mais sans qu'aucune relique prouve cette attribution.

Sa distribution s'étend vers le Nord jusqu'à la klippe de la Sassièr (SALIOT, 1973). Vers l'Ouest elle comprend une partie du Briançonnais externe (zone houillère). Elle est inconnue dans la partie orientale de la zone piémontaise. On la retrouve sur la bordure est de Sesia-Lanzo (CARON et SALIOT, 1969). Des pseudomorphoses formées actuellement d'épidote dans la zone Zermatt-

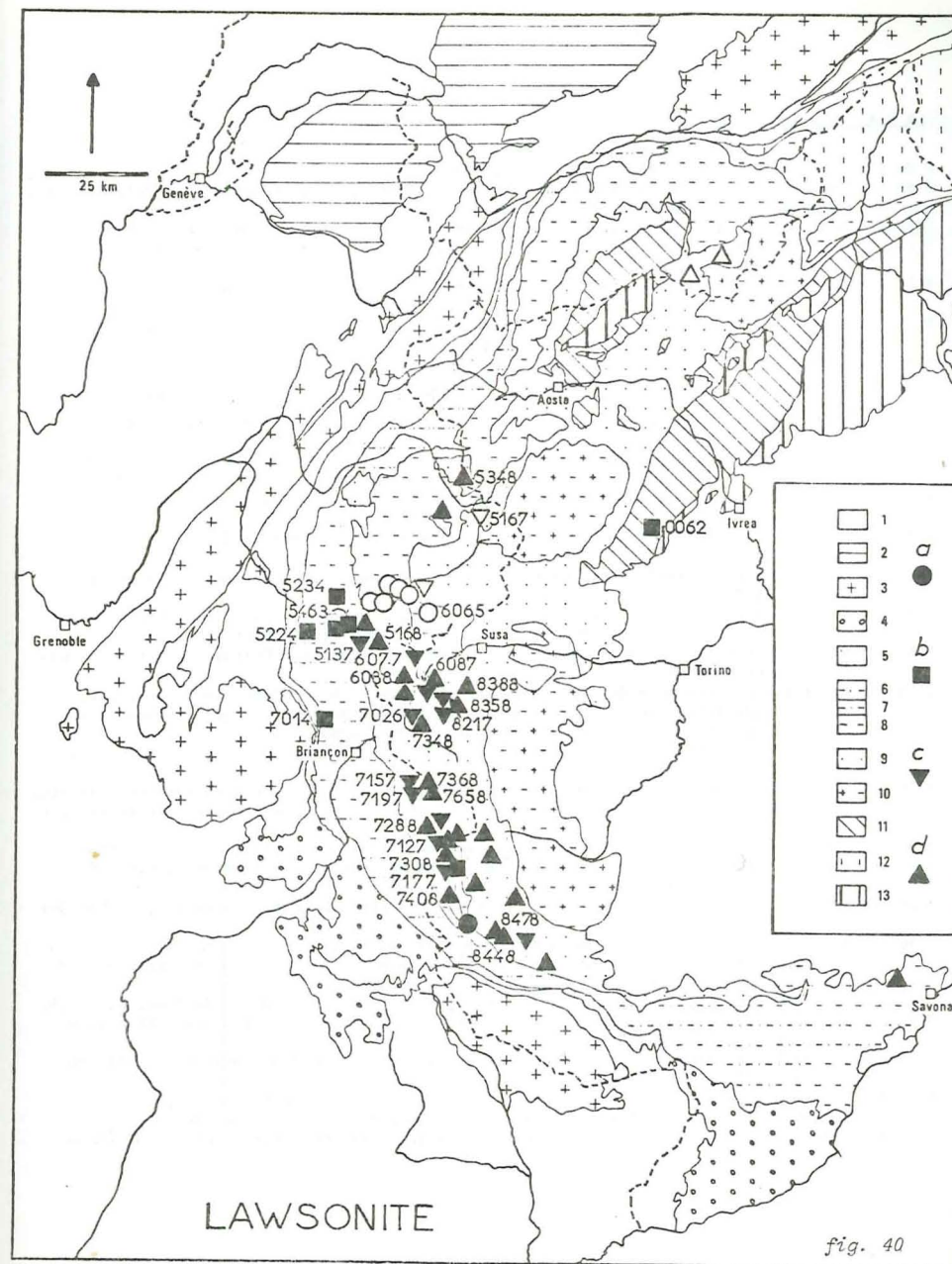
Fig. 40. - Lawsonite : carte de distribution des gisements.

Légende structurale : voir fig. 1.

Symboles pleins : lawsonite conservée, au moins en relique. Symboles creux : pseudomorphoses attribuées à la lawsonite, mais sans relique dans ce type de gisement (Zermatt : FRY et FYFE, 1971 ; couverture Vanoise-Ambin : ELLENBERGER, 1958a, 1960 ; GAY, 1970).

Les gisements non numérotés sont repris de BOCQUET (1971). Ceux du Viso et de Ligurie ont été signalés dans des travaux de FRANCHI et sur la carte métamorphique des Alpes. D'autres gisements sont cités, sans indication de paragenèse, par SALIOT (1973).

Appartenance structurale des gisements : a. Couverture mésozoïque briançonnaise. b. Séries paléozoïques, socle briançonnais ou de Sesia. c. Schistes lustrés. d. Méta-ophiolites piémontaises.



Lawsonite

- 0 06 2 : Zone Sesia-Lanzo. CARON et SALIOT (1969)
 5 46 3 : "grauwackes", Carbonifère. Zone houillère. Fourneaux, mine de la Côte Velin (2 km SSW Modane). GUITARD et SALIOT (1971)
 5 22 4 : méta-microdiorite quartzique. Carbonifère. Zone houillère. Valmeinier. Ech. J.B.
 5 23 4 : microdiorite + pumpellyite et épidote. Carbonifère. Zone houillère. Pte Renod (12 km NW Modane). GUITARD et SALIOT (1971)
 5 13 7 : calcschiste. Ensemble des Schistes lustrés. Bardonecchia, col de Fréjus, versant E. CARY (1964). Ech. J.B.
 5 16 7 : calcschiste à lawsonite + épigénisée en calcite, + chloritoïde. Ensemble des Schistes lustrés. Col de l'Iséran. Ech. J.B.
 5 16 8 : métagabbro à glaucophane, lawsonite et chlorite. Ensemble des Schistes lustrés. Bardonecchia, E col de Fréjus. CARY (1964). Ech. J.B.
 5 34 8 : Ensemble des Schistes lustrés. Tignes, klippe de la Sassièr. SALIOT (1973, carte)
 6 06 5 : entièrement pseudomorphosée (?). Mésozoïque post-Trias. Bramans, Pointe de Bellecombe. GAY (1970)
 6 07 7 : calcschiste. Ensemble des Schistes lustrés. Arête du Mt Vin Vert (8 km N Savouix). GAY (1972)
 6 08 7 : Schiste lustré, au contact de serpentinite. Chapelle San Domenico, 1 km SSE Gad-ulzio. GAY (1972)
 6 08 8 : métadolérite à glaucophane et lawsonite. Ensemble des Schistes lustrés. 2 km NE Ulzio. GAY (1970)
 7 01 4 : microdiorite à pumpellyite. Carbonifère. Zone houillère. Environs du Monétier. GUITARD et SALIOT (1971)
 7 02 6 : schistes à radiolaires, à pyroxène sodique, glaucophane et lawsonite. Ensemble des Schistes lustrés. Cesana, Mte Cruzeau. KOEHN (1969) ; KOEHN et VUAGNAT (1970)
 7 12 7 : micaschiste + glaucophane. Ensemble des Schistes lustrés. Molines-en-Queyras, vallon du Longet. Ech. J.B.
 7 15 7 : calcschiste. Ensemble des Schistes lustrés. Cervières, col de Péas. Ech. J.B.
 7 17 7 : schiste radiolaritique à albite, quartz, chlorite, pyroxène sodique. Ensemble des Schistes lustrés. Haute Ubaye, au-dessus de Combrémond. STEEN (1972)
 7 19 7 : calcschiste à glaucophane, épidote et albite. Ensemble des Schistes lustrés. Meyriès, vallon de Péas. Ech. J.B.
 7 28 8 : métagabbro à pyroxène + conservé, glaucophane ; méta-ophiolite à épidote et chlorite. Ensemble des Schistes lustrés. Molines-en-Queyras, vallon du Longet ; St-Véran, pic du Cornivier. Ech. J.B.
 7 30 8 : métagabbro, granophyre bréchique, à glaucophane, jadéite + épidote, etc. Ensemble des Schistes lustrés. Entre Ceillac et St-Véran, col des Prés Bergers, etc. Ech. J.B. TRICART (1973b). CARY et al. (1971)
 7 36 8 : méta-ophiolite à glaucophane. Ensemble des Schistes lustrés. Cervières, vallon des Fonds. Ech. J.B.
 7 40 8 : méta-diabase et méta-dolérite à pyroxène sodique, + pumpellyite + amphibole sodique. Ensemble des Schistes lustrés. Haute Ubaye, au-dessus de Combrémond ; carrière de Maurin ; massif des Pelvat. STEEN (1972)
 7 65 8 : méta-ophiolite à glaucophane, chlorite, épidote. Meyriès, vallon de Péas. Ech. J.B.
 8 21 7 : calcschiste. Ensemble des Schistes lustrés. Bric Ghinivert, haut val Germanasca. Ech. J.B.
 8 35 8 : métagabbro et prasinite à glaucophane, albite. Ensemble des Schistes lustrés. Massif de l'Albergian, Rio Gran Muils. SEYRIG (1972)
 8 38 8 : prasinite à glaucophane. Tronca, minière del Beth-Ghinivert. Ech. J.B.
 8 44 8 : Ensemble des Schistes lustrés. Val Maira. ZAMBONINI (1904 ; analyse)
 8 47 8 : Ensemble des Schistes lustrés. Rocca Niera (haut val Chianale). ZAMBONINI (1904 ; analyse)

Saas s.l. sont attribuées pour des raisons pétrologiques par FRY et FYFE [1971] à d'anciennes lawsonites (voir discussion dans BEARTH, 1973).

En dehors des marbres et calcaires de la couverture briançonnaise où elle n'est connue qu'en pseudomorphoses d'attribution incertaine, la lawsonite est l'hôte à peu près uniquement de metabasites, ainsi que des métasédiments piémontais associés aux ophiolites. On la trouve ainsi très fréquemment dans les "microdiorites" de la zone houillère ; dans les méta-ophiolites (métagabbros, métadiabases et métadolérites) de la zone piémontaise, ainsi que dans les schistes, marbres et calcaires piémontais situés à proximité immédiate des ophiolites.

Elle s'altère facilement dans les niveaux calcaires surtout, ce qui évoque immédiatement l'action d'une phase fluide riche en CO₂ (CARON, 1971b ; CHATTERJEE, 1971). Les produits de ses pseudomorphoses ont été étudiés notamment par CARON (1974) dans les Alpes cottiennes septentrionales, ainsi que par LIEBEAUX et KIENAST (1974 et *in* BOCQUET et Coll., 1974) dans la zone Sesia-Lanzo.

PUMPELLYITE (fig. 41)

La pumpellyite a été mentionnée par MICHEL (1957) dans le massif d'Ambin et par BEARTH (1962) dans la zone piémontaise et la zone d'Acceglio. Une grande partie de ses gisements actuellement connus sont dus soit à l'école de Genève (LOUBAT, 1968 ; MARTINI, 1968 ; MARTINI et VUAGNAT, 1970 ; SAWATZKI et VUAGNAT, 1971 ; STEEN, 1972), soit à SALIOT (GUITARD et SALIOT, 1971 ; SALIOT, 1973). Elle est décrite dans le Mont Blanc par POTY (1969) et par von RAUMER (1971, 1974). Il ne fait pas de doute que beaucoup de ses gisements restent encore à découvrir, car son identification est souvent délicate.

On la rencontre dans les grès de Taveyannaz et du Champsaur, sédiments détritiques à éléments volcaniques d'âge éocène supérieur/oligocène, dans les massifs cristallins externes du Mont Blanc, des Aiguilles Rouges et du Pelvoux, dans la zone briançonnaise externe et interne, dans les ophiolites de la partie la plus occidentale de la zone piémontaise et au bord est de la zone Sesia.

Elle est associée surtout à des roches magmatiques basiques, mais aussi à des roches plus acides telles que la "syénite" (anorthosite sodique ou albitite) du Chenaillet, à des grès plus ou moins métamorphiques et à des filons. Elle peut former des roches presque monominérales (pumpellyitite étudiée plus haut). La paragenèse minérale renferme souvent aussi soit de la prehnite, soit de la lawsonite suivant les régions. Il en existe au moins deux stades de cristallisation.

BIOTITES (fig. 42)

C'est dans un article de FRANCHI (1897a) que l'on trouve déjà citée une biotite verte, dans une prasinite du val de Suse.

Pumpellyite

- 0 072 : le long de la ligne insubrique, près d'Ivrée. MARTINOTTI, in BOCQUET, DAL PIAZ et al. (sous presse)
- 3 132 : craquelures de grenat alpin filonien. Massif du Mont Blanc. von RAUMER (1971)
- 3 162 : amphibolite à biotite. Massif de Fully. von RAUMER (1971)
- 3 292 : massif des Aiguilles Rouges. von RAUMER (1971, carte fig. 6 ; 1974, carte fig. 4)
- 4 090 : zones broyées des grès de Taveyannaz. NE du synclinal de Thônes (NE Annecy). SAWATZKI et VUAGNAT (1971)
- 4 035 : Préalpes. von RAUMER (1971, carte fig. 6)
- 4 058 : ophisphérite gabbroïque, enclave dans serpentinite, avec prehnite. Flysch des Gêts. BERTRAND (1971)
- 5 244 : microdiorites + lawsonite, à épidote. Carbonifère. Zone houillère. Bissorte ; Pte Renod, les Champs, Pte Thorens, Longefond. GUITARD et SALIOT (1971). Ech. J.B.
- 5 254 : ovarite et métagabbro à actinote. Anténamurien de la zone briançonnaise, massif de la Vanoise septentrionale. Champagny : amont de Champagny-le-Bas et arête des Côtes Vertes. GUITARD et SALIOT (1971)
- 5 284 : microdiorite. Carbonifère. Zone houillère. Névache, chalets de Laval. Ech. J.B.
- 5 198 : métagabbro à épidote, actinote et reliques de pyroxène. Ensemble des Schistes lustrés. Bozel, Mont Juvet. GUITARD et SALIOT (1971). Ech. J.B.
- 5 208 : métagabbro à actinote et chlorite. Ensemble des Schistes lustrés. Termignon, Pte Boussac. GUITARD et SALIOT (1971)
- 7 024 : microdiorite à lawsonite. Carbonifère. Zone houillère. Environs du Monétier. GUITARD et SALIOT (1971)
- 7 378 : métadiabase, au contact de serpentinite. Ensemble des Schistes lustrés. Haute Ubaye, Pointe Chabrière. STEEN (1972)
- 7 388 : métadiabase et métadolérite à trémolite-actinote, diopside, chlorite. Ensemble des Schistes lustrés. Haute Ubaye, arête SW du Pic du Pelvat. STEEN (1972)
- 7 398 : métadiabase, métadolérite et métagabbro à lawsonite, pyroxène sodique, + amphibole sodique. Ensemble des Schistes lustrés. Haute Ubaye, au-dessus de Combrémond et massif des 2 Pelvat. STEEN (1972)
- 7 558 : anorthosite sodique ("syénite") à hornblende, albite et pyroxène aegyrinique. Ensemble des Schistes lustrés. Massif du Chenaillet, Replatte du Gondran. Ech. J.B.
- 7 618 : pumpellyite à diallage. Ceillac - St-Véran, près du col des Prés Bergers. Ech. J.B.

Fig. 41. - Pumpellyite : carte de distribution des gisements.

Légende structurale : voir fig. 1.

Les gisements non numérotés sont repris de BOCQUET (1971) et, pour le Pelvoux, de SALIOT (1973). Ceux des micaschistes et métagrauwackes d'Ambin, cités par LORENZONI (1965), correspondraient pour GAY (1970, 1972) à de la jadéite et ne sont pas repris ici. Les gisements des méta-ophiolites des Alpes ligures ne sont pas figurés sur cette carte.

Appartenance structurale des gisements : a. Couvertures, y compris les flyschs externes (Taveyannaz et Champsaur). b. Socle externe ou pennique ; zone houillère. c. Calcschistes, micaschistes de la zone piémontaise et du Versoyen. d. Méta-ophiolites piémontaises.

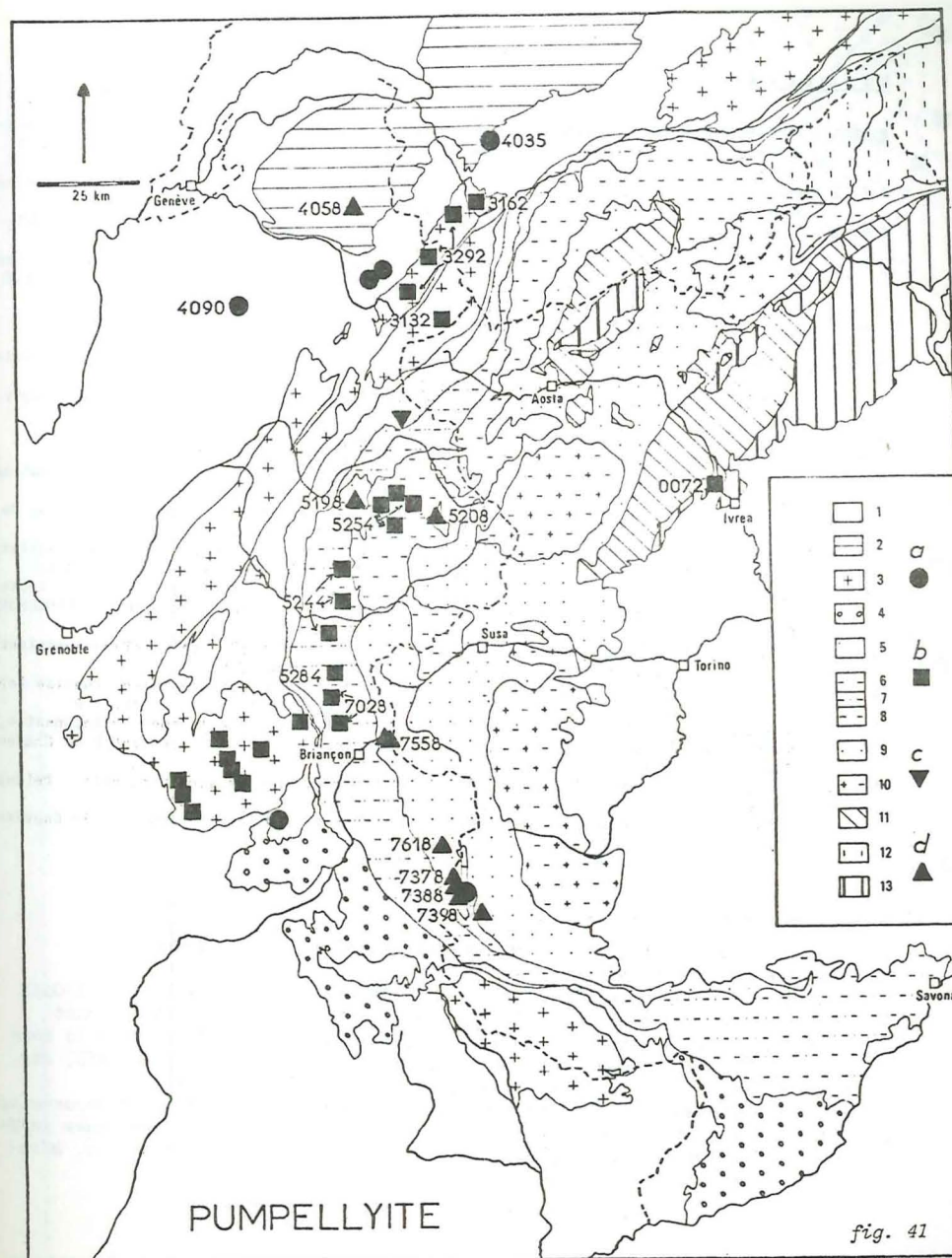


fig. 41

Biotites

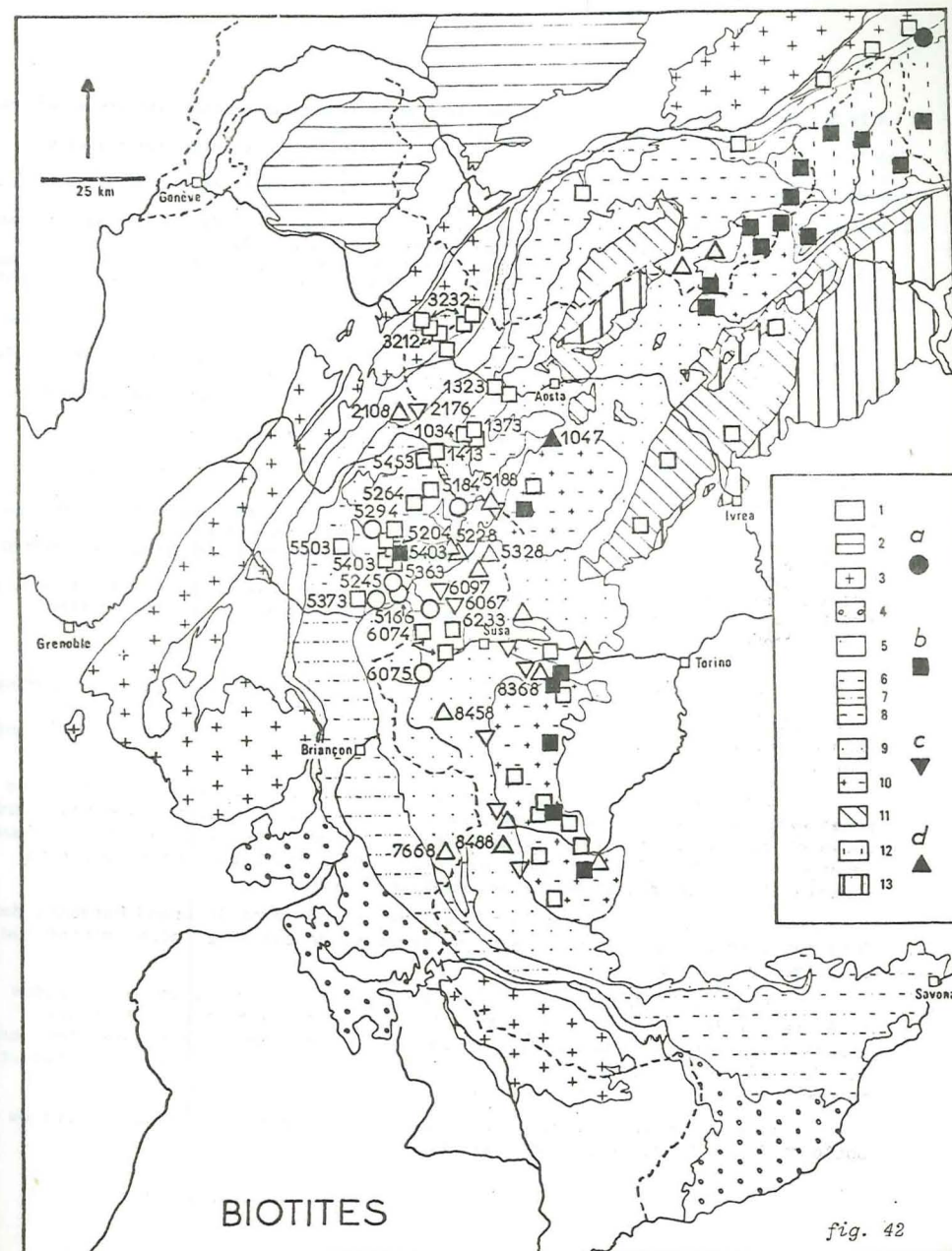
- 1 32 3 : schiste à amphibole, épidote, chlorite, glaucophane relique et biotite verte. Anténamurien de la nappe du Gd-St-Bernard. Runaz, haut val d'Aoste. DAL PIAZ et GOVI (1965)
- 1 37 3 : gneiss à microcline, grenat et biotite verte. Anténamurien de la zone briançonnaise, massif du Rutor. Ste-Foy-en-Tarentaise, moraine de l'Avernet. Ech. J.B.
- 1 41 3 : micaschiste à glaucophane relique, amphibole bleu vert, grenat, biotite verte, chlorite. Anténamurien. Ste-Foy-en-Tarentaise, route du Monal. Ech. J.B.
- 1 03 4 : amphibolite rubanée à albite, amphibole bleu vert, chlorite, épidote, ± grenat, glaucophane, muscovite et biotite verte. Anténamurien de la zone briançonnaise, massif du Rutor. Ste-Foy-en-Tarentaise, moraine de l'Avernet. Ech. J.B.
- 1 04 7 : prasinite à épidote. Ensemble des Schistes lustrés. Chaîne Herbetet-Grivola. Gb. DAL PIAZ (1928)
- 2 17 6 : roche à glaucophane, jadéite, chloritoïde et biotite verte. Zone du Versoyen. Pointe Clapey. Ech. J.B.
- 2 10 8 : schiste albito-chloritique et roche variolitique. Zone du Versoyen. Pointe Clapey. Ech. J.B.
- 3 21 2 : granite. Massif du Mont Blanc. Tunnel, PK env. 5 000. VITEL (1965)
- 3 23 2 : granite, etc. Massif du Mont Blanc. von RAUMER (1974, carte fig. 4)
- 5 36 3 : micaschiste à glaucophane. Anténamurien de la zone briançonnaise, Vanoise méridionale. Termignon, Arpont. Ech. J.B.
- 5 37 3 : gneiss ocellé à perthite et muscovite, "gneiss du Sapay". Paléozoïque supérieur de la zone briançonnaise. Modane, fort du Replaton. Ech. J.B.
- 5 40 3 : orthogneiss acide à microcline ± stilpnomélane. Antétrias de la zone briançonnaise, Vanoise méridionale. Termignon, rive gauche du glacier de l'Arpont. Ech. J.B.
- 5 45 3 : "granophyre" à biotite verte. Anténamurien de la zone briançonnaise, Vanoise septentrionale. 1,5 km S de Villaroger, entre Solliet et plan de l'Aiguille. ELLENBERGER (1958)
- 5 50 3 : gneiss ocellé à biotite et stilpnomélane, "gneiss du Sapay". Paléozoïque supérieur de la zone briançonnaise. Courchevel, la Saulire. Ech. J.B.
- 5 18 4 : ovardite rubanée à glaucophane. Anténamurien de la zone briançonnaise, Vanoise septentrionale. Peisey-Nancroix, moraine du glacier du Mont Pourri. Ech. J.B.
- 5 20 4 : glaucophanite ± chloritisée, ovardite, etc. Anténamurien de la zone briançonnaise, Vanoise méridionale. Termignon, front du glacier de l'Arpont ; versant E de Chasseforêt. Ech. J.B.
- 5 26 4 : métabasite. Anténamurien de la zone briançonnaise, Vanoise septentrionale. Peisey-Nancroix, cirque de Bellecôte. Ech. J.B.
- 5 29 4 : métabasite. Anténamurien de la zone briançonnaise, Vanoise. Champagny, la Sauvire. Ech. J.B.

Fig. 42. - Biotites alpines : carte de distribution des gisements.

Légende structurale : voir fig. 1.

Les gisements non numérotés sont tirés de BOCQUET (1971), de NIGGLI et NIGGLI (1965) et, pour les Alpes lépontiennes, le Mont Rose et la région de Zermatt (points synthétiques seulement indicatifs), de HUNZIKER (1974b). Pour la zone Sesia (points synthétiques) voir les travaux de DAL PIAZ et al., LATTARD, etc. Symboles pleins : biotite brune. Symboles creux : biotite verte.

Appartenance structurale des gisements : a. Couverture mésozoïque briançonnaise. b. Socle cristallin externe ou pennique, de Sesia ou des nappes penniques inférieures. c. Calcschistes et micaschistes piémontais et du Versoyen. d. Métaophiolites piémontaises.



- 5 24 5 : Calcaire à amphib. Na. Lias inférieur de la zone briançonnaise, Vanoise méridionale. Termignon, Dent Parrachée, col de Belle Place.
- 5 16 6 : micaschistes à pyroxène sodique. Trias supérieur (??), lentille dans gypses de haute Maurienne. Bramans, pont des Juniors. Ech. J.B.
- 5 18 8 : épidotite à amphibole bleu vert, méta-ophiolites. Ensemble des Schistes lustrés. Val d'Isère, sources de l'Isère. Ech. J.B. ; POLINO (1974)
- 5 22 8 : amphibolite albitique à amphibole sodique et calco-sodique, épidote et grenat. Ensemble des Schistes lustrés. Bessans, le Villaron. Ech. J.B.
- 5 32 8 : glaucophanite, amphibolite et prasinite chloriteuse, ex-éclogite, à pyroxène sodique, glaucophane, biotite verte, grenat. Ensemble des Schistes lustrés. Bonneval, Ouille du Midi. Ech. J.B.
- 6 23 3 : micaschiste albitique à glaucophane, biotite verte. Anténamurien de la zone briançonnaise, massif d'Ambin, groupe de la Clarea. NW col Clapier. GAY (1970)
- 6 07 4 : ovardite et prasinite. Paléozoïque supérieur de la zone briançonnaise, groupe d'Ambin, massif d'Ambin. GAY (1970)
- 6 07 5 : calcaire marmoréen à glaucophane. Trias de la zone briançonnaise, massif d'Ambin. Ulzio, molino della Beaume. Ech. J.B.
- 6 06 7 : micaschiste leptynique à albite. Ensemble des Schistes lustrés. Ferrière, val Cenischia. GAY (1970)
- 6 09 7 : filon dolomitique à jadéite, glaucophane, biotite verte. Ensemble des Schistes lustrés. W Col du Mont Cenis, fort de la Turra. Ech. J.B.
- 7 66 8 : granophyre bréchique à jadéite, glaucophane, biotite verte. Ensemble des Schistes lustrés. Ceillac - St-Véran, col des Prés Bergers. Ech. J.B.
- 8 36 8 : prasinite, éclogite. Ensemble des Schistes lustrés. Massif du Rocciavère. SEYRIG (1972)
- 8 45 8 : glaucophanoschiste à stilpnomélane et biotite verte. Sestriere, Clot Motta. Ech. J.B.
- 8 48 8 : prasinite. Ensemble des Schistes lustrés. S. Basilio et près de Pra Lombardo. FRANCHI (1897a)

L'âge des biotites brunes du massif d'Ambin a été controversé : alpines pour ELLENBERGER (1958a) et pour LORENZONI (1965, 1968), anté-alpines pour MICHEL (1956, 1957), pour GAY (1972), ainsi que pour BOCQUET *et al.* qui en ont fourni la preuve radiométrique.

Le domaine de distribution de la biotite verte est vaste : depuis les zones externes, avec le Mont Blanc, puis la zone briançonnaise (zone houillère, socle et couverture interne) jusqu'à la zone piémontaise, les massifs penniques internes et la zone Sesia. Toutefois elle semble assez rare dans la partie méridionale de la zone piémontaise, dans le Queyras.

La biotite brune d'âge alpin est mentionnée dans le Grand Paradis, dans Dora-Maira et en Vanoise. Son aire de répartition est ainsi plus interne que celle de la biotite verte.

De cristallisation tardive (elle est postérieure à l'amphibole bleue et à une partie du mica blanc), la biotite verte est associée surtout aux gneiss et micaschistes du socle. On la trouve aussi dans les metabasites, celles du socle, de la zone piémontaise et du Versoyen, et dans les calcaires et marbres de la couverture briançonnaise.

La biotite brune alpine est associée à des gneiss et micaschistes du socle et à des prasinites piémontaises.

STILPNOMELANE (fig. 43)

Longtemps confondu avec la biotite, le stilpnomélane n'est mentionné dans les Alpes occidentales qu'à partir de 1954 (TRUMPY, sur la base d'une supposition émise par NIGGLI, confirmée par lui en 1956), puis dans les travaux de NIGGLI (1956) et de VUAGNAT (1956). Il fut ensuite reconnu en France par ELLENBERGER (1957), FABRE (1957) et LEMOINE (*in* ELLENBERGER, 1957). Depuis lors son domaine de distribution s'est de mieux en mieux dessiné grâce à plusieurs études régionales ou synthétiques (DEBENEDETTI, 1961 ; DAL PIAZ et GOVI, 1969 ; von RAUMER, 1969 ; NIGGLI et NIGGLI, 1965 ; BORTOLAMI et DAL PIAZ, 1970 ; BOCQUET, 1971). Une nouvelle carte est donnée de la distribution du stilpnomélane afin de faciliter la comparaison avec celles des autres minéraux figurés ici. Le stilpnomélane peut encore être confondu avec la chlorite oxydée.

On le trouve dans les Préalpes, dans la zone delphino-helvétique (entre autres les grès de Taveyannaz) et dans les massifs cristallins externes (dans l'Argentera : CALLEGARI, *in* BOCQUET, DAL PIAZ *et al.*, sous presse). Il est abondant aussi dans la zone briançonnaise - Grand-Saint-Bernard, surtout dans le Briançonnais interne et dans la zone houillère, et est connu dans le Versoyen. Il semble moins fréquent dans la zone piémontaise et rare ou absent dans les massifs cristallins penniques internes. Il est assez commun dans la zone Sesia-Lanzo (DAL PIAZ *et al.*, 1971 ; DAL PIAZ *et al.*, 1972 ; LATTARD, 1974 ; etc.) et dans la nappe de la Dent Blanche (DAL PIAZ et GOVI, 1969).

Le stilpnomélane forme en général de petites houppes de cristallisation considérée comme tardive. On le connaît parfois aussi, dans les Alpes cottiennes septentrionales, en grandes paillettes disposées en gerbes ou en lits presque monominéraux. Dans ce dernier cas il n'est pas exclu qu'il soit de cristallisation moins tardive.

Le stilpnomélane paraît affectionner les roches riches en quartz et notamment les gneiss et métagranites où un feldspath potassique antérieur est déstabilisé. Il se rencontre aussi parfois dans des marbres à silicates de la zone briançonnaise ou piémontaise, en filons avec du quartz et dans quelques metabasites.

AUTRES MINÉRAUX

D'autres minéraux ont fait ou pourraient faire l'objet de cartes de distribution.

La *laumontite* (LACROIX, 1962, II ; POTY, 1969 ; BOCQUET, 1971 ; von RAUMER, 1971, 1974 ; SAWATZKI et VUAGNAT, 1971) est présente dans les massifs cristallins externes, dans les grès de Taveyannaz-Champsaur et dans les Préalpes. Beaucoup de ses gisements restent certainement encore à découvrir. Rappelons que le début de l'anchizone défini par la cristallinité de l'illite se trace au-delà de la limite interne de la zone à laumontite, qui fait

Stilpnomélane

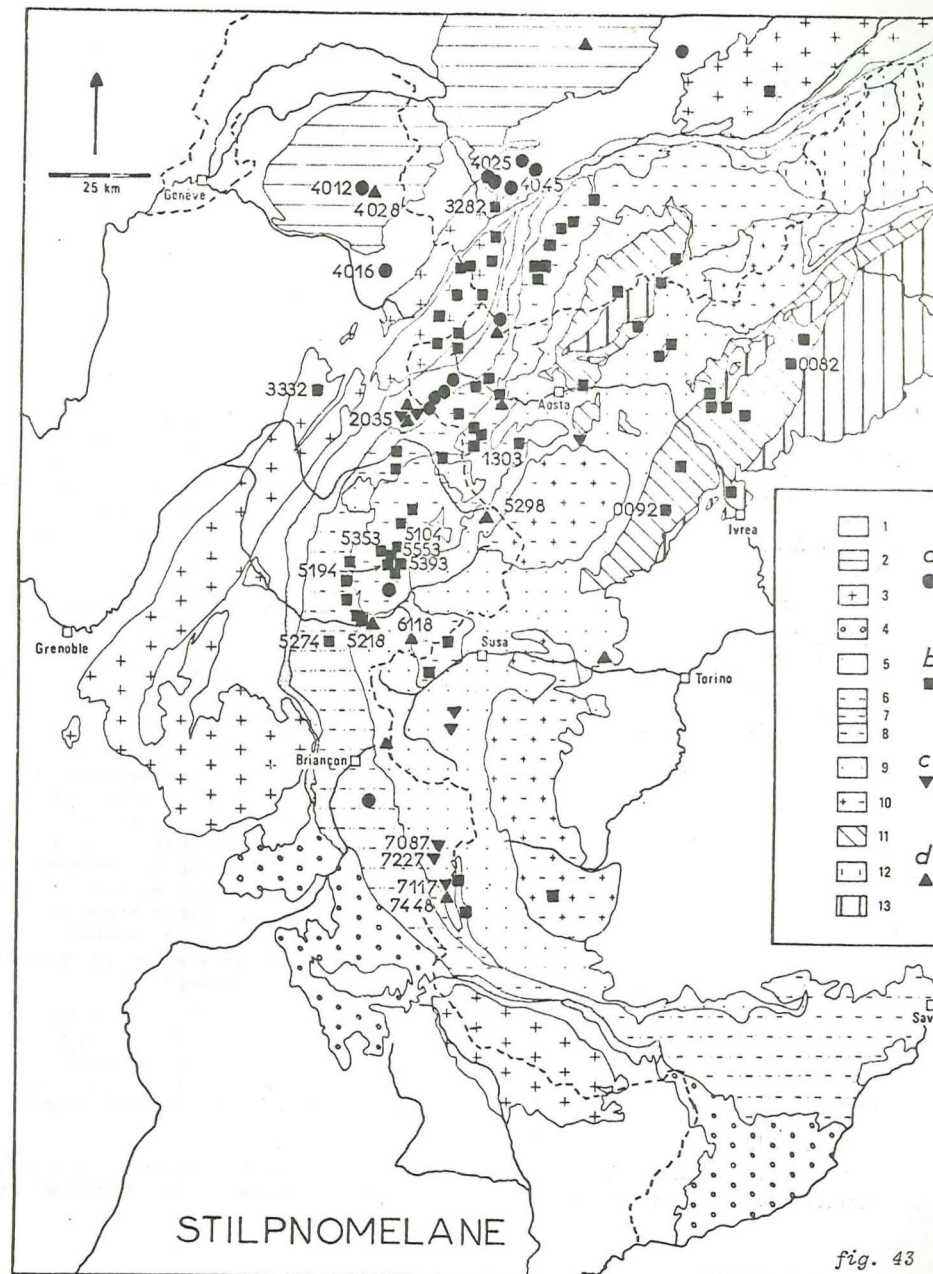
- 0 08 2 : Zone Sesia-Lanzo. Piode, Farlungo, Val Sesia. BORTOLAMI et DAL PIAZ (1970, n° 7) ; LATTARD (1974, n° 1287 ; analyse)
- 0 09 2 : Zone Sesia-Lanzo. Fucine. LATTARD (1974, n° 381 ; analyse)
- 1 30 3 : Anténamurien de la nappe du Gd-St-Bernard. Punta Biula. BEARTH (1962)
- 2 03 5 : microbrèche et microconglomérat calcaire et dolomitique. Crétacé, base de la série ophiolitique du Versoyen. Aiguille de Prainan. ANTOINE (1971, p. 86)
- 3 28 2 : granodiorite. Massif de Fully. von RAUMER (1971, carte fig. 6 ; 1974, carte fig. 4)
- 3 33 2 : schiste pyroclastique à plagioclase, microcline, chlorite, albite. Massif de Belle-donne, Fontanus, rive droite du Doron de Beaufort. GROS (1974, p. 57)
- 4 01 2 : granite. Flysch des Gêts. 3,5 km NE Taninges. BERTRAND (1971, p. 393) ; MARTINI (1972, carte p. 260)
- 4 02 5 : Mésozoïque helvétique de la nappe de Morcles et de la bordure N du massif des Aiguilles Rouges. DURNÉY (1974)
- 4 04 5 : Helvétique. N du massif de Fully. von RAUMER (1971, carte fig. 6)
- 4 01 6 : grès glauconieux, Crétacé moyen helvétique. S du massif de Platé. MARTINI (1972, carte p. 260)
- 4 02 8 : métadiabase à albite, chlorite, mica blanc. Flysch des Gêts. 3,5 km NE Taninges, la Rosière. BERTRAND (1971) ; MARTINI (1972, carte p. 260)
- 5 35 3 : gneiss albitique à glaucophane, stilpnomélane, chlorite. Anténamurien de la zone Briançonnaise, Vanoise méridionale. Pralognan, cirque du Dard. ELLENBERGER (1958, p. 138 note)
- 5 39 3 : orthogneiss acide à microcline, biotite verte. Antétrias de la zone Briançonnaise, Vanoise méridionale. Termignon, rive gauche du glacier de l'Arpont. Ech. J.B.
- 5 55 3 : roche surmicacée à sphène. Contact supérieur avec le métagranite. Antétrias de la zone Briançonnaise, Vanoise méridionale. Termignon, rive gauche du glacier de l'Arpont. Ech. J.B.
- 5 10 4 : métabasites rubanées à épidote, glaucophane, grenat. Anténamurien de la zone Briançonnaise, Vanoise méridionale. Termignon, extrémité E du glacier de l'Arpont. Ech. J.B.
- 5 19 4 : glaucophanite. Anténamurien de la zone Briançonnaise, Vanoise méridionale. Termignon, versant E de Chasseforêt. Ech. J.B.
- 5 27 4 : microdiorite. Carbonifère. Zone houillère. Bissorte, ruisseau descendant de Longefond. Ech. J.B.
- 5 21 8 : métagabbro à clinopyroxène relique, glaucophane, actinote, \pm lawsonite. Ensemble des Schistes lustrés. Villarodin. Ech. J.B.
- 5 29 8 : prasinite chloriteuse. Ensemble des Schistes lustrés. Val d'Isère, entre le Signal et le col de l'Iseran. POLINO (1974)
- 6 11 8 : glaucophanite. Ensemble des Schistes lustrés. Bramans, env. 2 km S Pointe du Clot. GAY (1970)
- 7 08 7 : filonnet à albite, quartz dans schiste glaucophanique. Ensemble des Schistes lustrés. St-Véran, mines de Cu. Ech. J.B.
- 7 11 7 : jaspes et schistes siliceux. Ensemble des Schistes lustrés. Haute Ubaye, massif de Chabrière. LEMOINE et al. (1970)
- 7 22 7 : marbre à glaucophane et stilpnomélane. Ensemble des Schistes lustrés. Ceillac, W du col des Prés Bergers. Ech. J.B.
- 7 44 8 : métadolérite à pyroxène relique, lawsonite, pumpellyite, pyroxènes sodiques, amphibole sodique, épidote, actinote ; opicalcite et inclusions dans serpentinite. Ensemble des Schistes lustrés. Haute Ubaye, massif des Pelvat, Pointe Chabrière et crête de la Gavia. STEEN (1972)

Fig. 43. - Stilpnomélane : carte de distribution des gisements.

Légende structurale : voir fig. 1.

Les gisements non numérotés sont tirés de BOCQUET (1971), de NIGGLI et NIGGLI (1965), de BORTOLAMI et DAL PIAZ (1970) et de la carte métamorphique des Alpes (ZWART et al., 1973). Aucun gisement n'est figuré en Ligurie.

Appartenance structurale des gisements : a. Couverture mésozoïque delphino-helvétique ou Briançonnaise. b. Socle ; Paléozoïque supérieur. c. Schistes lustrés piémontais ou schistes du Versoyen. d. Méta-ophiolites piémontaises ou du Verosyen.



donc encore partie de la zone diagénétique (FREY et NIGGLI, 1971 ; APRAHAMIAN, 1974 ; KISCH, 1974).

La *prehnite*, souvent associée à de la pumpellyite, est connue actuellement dans les grès de Taveyannaz-Champsaur (MARTINI, 1968 ; MARTINI et VUAGNAT, 1970 ; SAWATZKI et VUAGNAT, 1971), dans le Pelvoux (LACROIX, 1962 ; LEFORT, 1973 ; SALIOT, 1973), dans la zone briançonnaise près de Briançon (SALIOT, 1973) et dans les massifs des Aiguilles Rouges et de Fully (von RAUMER, 1974). Elle est certainement aussi encore mal connue dans les Alpes occidentales.

En ce qui concerne les minéraux du *groupe des épidotes*, la question est assez délicate, car la teneur en Fe y est zonéographiquement primordiale. L'épidote *s.str.* (pistacite) semble de loin la plus abondante : c'est elle qui fait partie de beaucoup des paragenèses des prasinites et ovaridites, de beaucoup de marbres à silicates, de calcschistes et de micaschistes ou gneiss du socle briançonnais où elle contribue fréquemment - ou la clinozoïsité - à l'altération des anciens grenats. On la voit aussi apparaître dans les roches à lawsonite, par rapport à laquelle elle semble récente. La *zoïsité* dans les régions plus spécialement étudiées, se restreint à des metabasites. Si elle fait partie des premières paragenèses, tout comme les pyroxènes sodiques et des amphiboles bleues, son champ de distribution actuel est aussi "transporté", c'est-à-dire que ses limites ne correspondent pas à des isogrades (comme le dessine SALIOT, 1973), mais sont les limites structurales des unités transportées.

La *deerite* a été découverte jusqu'à présent dans trois gisements des Alpes occidentales, qui sont signalés dans BOCQUET (1971) et dans BOCQUET et FORETTE (1973).

Une carte de répartition du *disthène* alpin dans les Alpes occidentales a été publiée par DAL PIAZ (1971a ; voir aussi BORTOLAMI et DAL PIAZ, 1970). On ne connaît pas de disthène de cet âge dans les Alpes françaises.

Quant aux *grenats*, leur interprétation se heurte à deux problèmes. Celui de leur âge tout d'abord, car ceux du socle cristallin peuvent être de cristallisation anté-alpine - et c'est l'opinion que soutient l'auteur pour le socle briançonnais (voir partie pétrographique et BOCQUET, 1974c, e) - et le problème de leur signification zonéographique et pétrogénétique en fonction de leur chimisme. La spessartine est connue dans des quartzites manganésifères d'Italie et de Suisse, dans la zone Zermatt-Saas s.l. (anciennes radiolarites probables), souvent associée à la piémontaise. Un grenat riche en spessartine se trouve au cœur de cristaux rencontrés dans la zone piémontaise (voir partie minéralogique). A part ces grenats manganésifères et les grandites des rodingites ou de gisements métallifères, il s'agit d'almandins.

Le "*degré de carbonation*" (*coal-rank*, *Inkohlungsgrad*) des matières charbonneuses, qui reflète la température, mériterait d'être étudié dans les Alpes occidentales (voir notamment KISCH, 1974, avec autres références). Quelques données éparpillées et surtout obtenues de manière non uniformisée, se trouvent dans SARROT-REYNAULD (1961), FABRE (1961), FEYS (1963), CHATEAUNEUF et al., 1973) (voir aussi KISCH, 1974).

L'interprétation générale des distributions de tous ces minéraux sera reprise plus loin, après qu'auront été exposées leurs relations chronologiques.

Données pétrologiques

Après avoir étudié les minéraux pris isolément et esquissé la distribution spatiale actuelle de certaines espèces minérales, il est utile de les replacer dans leur contexte. Ce chapitre rassemble les observations pétrographiques ainsi que des considérations pétrologiques et pétrochimiques. Les relations observées entre les minéraux permettront des conclusions sur les paragenèses successives.

Une grande partie des échantillons étudiés en lames minces provient soit du massif de Vanoise, soit de l'ensemble des Schistes lustrés, ophiolites et calcschistes, où le Queyras et la haute Maurienne tiennent une bonne place. Dans son admirable travail stratigraphique sur la Vanoise ELLENBERGER (1958a) a décrit plusieurs types lithologiques du socle. La diversité de ces roches et aussi la question de leur âge stratigraphique, permo-carbonifère ou plus ancien, ont justifié l'étude approfondie qui leur a été consacrée. Le massif d'Ambin faisant l'objet de recherches détaillées dans le cadre d'une thèse (GAY, 1970, 1972), recherches qui ont suivi celles effectuées par LORENZONI (1963a et b, 1965, 1968) sur la partie italienne du massif, on n'y a effectué que quelques travaux de comparaison. Le Rutor dont FABRE (1961) a montré le caractère métamorphique polyphasé et qui a été étudié par GOVI (inédit), débordé en grande partie du cadre géographique du présent travail. Les quelques observations qu'on y a faites mettent en évidence les similitudes de lithologie et d'histoire métamorphique dans le socle briançonnais. Elles ont permis aussi de préciser les faciès métamorphiques anté-alpins. Des analogies sont trouvées aussi avec la série siliceuse de la zone d'Acceglio et dans le matériel siliceux des écaillles ultrabriançonnaises (4e écaille ou "écaillles intermédiaires").

L'ensemble des ophiolites et Schistes lustrés piémontais constitue l'autre zone structurale interne où le métamorphisme alpin se prête particulièrement bien à l'étude. On décrira des échantillons répartis depuis les klippen du Mont Jovet et de la Sassièrre jusqu'au Queyras en passant par la haute Tarentaise et la haute Maurienne. A cette diversité des provenances correspondent des différences pétrographiques qui sont les reflets de différences structurales et, dans certains cas, vraisemblablement stratigraphiques.

L'étude pétrographique sera abordée par massifs principaux et par ensembles stratigraphiques. Les observations au microscope seront suivies par les résultats concernant le chimisme des roches.

Socle briançonnais

VANOISE

Quand on découvre le socle de Vanoise on est tout d'abord frappé par le caractère très cristallin des roches qu'il comporte. Si on connaît déjà les schistes et grès métamorphiques de la zone houillère, par exemple, ou les rares schistes de la couverture, qui n'ont subi que le seul métamorphisme alpin, on est amené à remettre en question l'attribution stratigraphique au Permien ou au Permo-Carbonifère de ces roches, telle qu'elle a été soutenue par TERMIER [1891] suivi notamment par ELLENBERGER [1958a].

Les arguments qui seront rappelés plus loin (BOCQUET, 1974c, e) ont fait conclure au polymétamorphisme et donc à l'âge stratigraphique anté-alpin de ce socle ; dans cette optique les schistes quartzitiques et les métaconglomérats considérés comme néopermiens par ELLENBERGER sont attribués au Permo-Carbonifère (?). Les roches anté-alpines sont anté-namuriennes, puisque cet étage a été daté paléontologiquement dans la zone houillère aux environs de Briançon (FEYS, 1963). La coupure principale dans la série de Vanoise se situe ainsi entre le socle anté-namurien et le Paléozoïque supérieur, hiatus moins apparent que celui qui sépare la série siliceuse (jusqu'au Werfénien inclus) de la série carbonatée (Trias moyen à Crétacé supérieur-Paléocène), mais de signification pétrologique et historique bien plus importante : c'est la discordance hercynienne soulignée par Gb. DAL PIAZ dès 1939.

Le travail de terrain en Vanoise a été gêné par l'absence de carte géologique récente : les dernières éditions sont encore fondées sur les levés effectués par TERMIER en 1890, modifiés par RAGUIN [1925-30].

HISTORIQUE

L'histoire de la Vanoise dans le domaine de la stratigraphie, du métamorphisme et de la structure ne sera que brièvement esquissée ici : elle a été longuement retracée par ELLENBERGER [1958a].

Les controverses *stratigraphiques* ont débuté dans la première partie du siècle dernier avec l'affaire de Petit-Coeur, où la présence de fossiles carbonifères dans des niveaux tectoniquement imbriqués dans le Lias choquait les vues géométriques simples que les géologues avaient alors des Alpes. L'attribution en bloc de toute la couverture carbonatée de Vanoise au Lias, puis au Trias (Ch. LORY, 1866 ; TERMIER, 1891) fut d'abord localement mise en question par la découverte de Jurassique supérieur et de Lias fossilifères (W. KILIAN, 1905, 1906) et par celle de Crétacé supérieur (RAGUIN, 1925) ;

après les travaux de GIGNOUX [1923-24, 1929], puis ceux de MORET [1929, 1947], l'ordre y a ensuite été mis d'une manière, semble-t-il, définitive jusque dans les moindres détails par la thèse d'Ellenberger [1958a]. En même temps les remarquables travaux de FABRE [1961] établissaient la stratigraphie des terrains de la zone houillère.

Les idées sur la *structure* de la Vanoise sont dominées par l'histoire de celles qui concernent les nappes et les schémas de cette structure furent successivement faillés (Ch. LORY, 1881), plissés (TERMIER, 1891), laminaires (TERMIER, 1907), différenciés en nappes de socle et de couverture (ELLENBERGER, 1958a). Une question disputée fut celle de l'existence d'une "nappe du Mont Pourri", niée par GIGNOUX [1929], où ELLENBERGER [1958a ; ELLENBERGER et SALIOT, 1967] voit un lourd pli chevauchant.

"Terrain primitif", puis "archéen" (ZACCAGNA, 1892, 1901), la série siliceuse du socle de Vanoise fut ensuite reconnue comme ayant été affectée de *métamorphisme*. Métamorphisme considéré d'abord comme syntectonique (dynamométamorphisme), puis anté-tectonique (géosynclinal) par TERMIER [1891, 1907], il est regardé comme antérieur aux charriages (TERMIER ; RAGUIN, 1930a, b, 1931) sauf dans quelques cas précis attribués à l'influence des roches vertes piémontaises avoisinantes. Pendant la même période CORNELIUS [1921, 1930] plaideait l'indépendance des recristallisations par rapport aux mouvements tectoniques et l'antériorité de ceux-ci par rapport au métamorphisme*. L'augmentation de température nécessaire au métamorphisme serait due à l'épaisseur des nappes empilées. La même recherche d'une surcharge et l'opinion qu'il n'y a pas de saute de métamorphisme entre les Schistes lustrés et les séries sur lesquelles il repose, mènent ELLENBERGER à combattre l'idée du métamorphisme géosynclinal - en opposition aussi avec les caractères du Briançonnais, "géanticlinal métamorphique" - et à adhérer à l'idée de CORNELIUS, idée qui deviendra dans son vocabulaire imaginé celle du métamorphisme de "géosynclinal de nappes".

L'âge du socle de Vanoise a été diversement interprété. Il a été archéen, avec tous les schistes cristallins des Alpes, pour ZACCAGNA, MATTIROLLO, Ch. LORY ; permien ou permo-carbonifère pour TERMIER, M. BERTRAND, RAGUIN, ELLENBERGER et pour CABY [1968] qui, comme TERMIER [1903b], étend cet âge à une grande partie de la nappe du Grand-Saint-Bernard. Ainsi le socle de Vanoise, de même que celui d'Ambin, constituerait-il un cas particulier dans l'ensemble du Briançonnais - Grand-Saint-Bernard dont l'âge anté-westphalien n'était cependant guère mis en doute ni pour une grande partie de ses affleurements en Valais (BEARTH, 1960-63, avec références antérieures), ni en Italie (notamment DAL PIAZ, 1965b ; DAL PIAZ et GOVI, 1965), ni dans le Rutor, considéré comme socle de la zone houillère, ni dans les écaillés à matériel cristallin des environs de Briançon (Serre-Chevalier, Rio Secco, etc.). STAUB [1937, 1942]

* "... dans les roches métamorphiques la formation de la paragenèse minérale et de la texture sont des événements tout à fait séparés. L'intensité de l'influence tectonique n'est pas déterminante de la paragenèse minérale, ou de manière seulement subordonnée (...) Par contre ce qui est déterminé dans une grande mesure par les événements tectoniques, c'est la texture de la roche : (...) on arrive à la formation de plans de mouvement parallèles dont la manifestation est la schistosité lorsque le cisaillement est plus intense" [1921, p. 296-297]

rattachait d'ailleurs les terrains du Mont Pourri à ceux du Grand-Saint-Bernard et du Rutor. HERMANN (1925) proposait de reprendre le nom d'"éventail franco-italien" pour le val de Bagnes et la Vanoise.

GIGNOUX (1929) parla d'"Anté-houiller" à propos de la Vanoise. Sur ce point aussi le stratigraphe avait raison, tout comme pour les attributions et subdivisions à faire dans la couverture. La même année MORET écrivait : "L'âge des terrains cristallins de la Vanoise est difficile à préciser : on peut dire qu'ils sont paléozoïques, mais probablement en grande partie permo-houillers". La carte structurale annexée à cette légende rassemblait sous un même figuré les "gneiss de la Vanoise et du Grand-Saint-Bernard" et les "gneiss de la nappe du Mont Rose" (c'est-à-dire nos socles penniques externes et internes). En 1947 MORET note qu'"il ne semble pas y avoir de passage entre les deux (Houiller et massif cristallophyllien de la Vanoise septentrionale) et le contact est d'origine tectonique".

Le socle d'Ambin connut une meilleure fortune en ce qui concerne la détermination de son âge grâce peut-être à l'individualisation de deux séries dont la série supérieure, la série d'Ambin de MICHEL (1956, 1957) et des auteurs ultérieurs, a été attribuée au Permo-Carbonifère supérieur. Sa couverture, très mince et à caractères briançonnais, est restée longtemps méconnue et sa série lithologique siliceuse a été comparée, avec raison, à celle de Dora-Maira. En 1938, sur son excellente carte des Alpes nord-occidentales, HERMANN les désigne sous une même couleur. Pour CORNELIUS (1921) l'existence générale d'un métamorphisme anté-alpin ne fait pas de doute dans tout ce socle cristallin. Les analogies entre les séries d'Ambin et de Vanoise ont été soulignées par TERMIER, M. BERTRAND (1894), puis par ELLENBERGER qui, ainsi que TERMIER, étendait logiquement au socle d'Ambin l'âge permo-carbonifère attribué à celui de Vanoise. Cependant la distinction de séries anté-alpines et permo-carbonifères dans le socle d'Ambin, proposée par MICHEL, a été confirmée avec de nombreux arguments par GAY (1970 ; GAY et VIALETTE, 1974).

Des descriptions pétrographiques de roches de Vanoise ont été données par TERMIER (1891), RAGUIN (1926-28, 1930a, b, 1931) et ELLENBERGER (1958a).

AGE DU SOCLE

Le principal argument de TERMIER, repris par ELLENBERGER, pour regarder comme permien ou permo-carbonifère l'ensemble de la série siliceuse de Vanoise jusqu'aux quartzites werféniens, était l'absence de discontinuité nette comme il aurait dû, semble-t-il, en exister entre des séries appartenant à deux orogénèses différentes et d'histoire métamorphique de durée différente. A la progression du métamorphisme d'W en E étaient alors attribuées les différences dans la composition minéralogique actuelle entre les roches du socle et celles de la zone houillère, considérées comme étant leur équivalent latéral moins métamorphique.

Cette attribution d'âge provenait aussi du fait qu'à Champagny des micaschistes du socle se trouvent au-dessus de Permien indubitable. Avant la naissance et la propagation des idées sur les nappes, une telle superposition ne pouvait s'expliquer que stratigraphiquement, c'est-à-dire en faisant des micaschistes du Permien.

A la première observation on peut objecter qu'entre deux séries de roches siliceuses, la seconde probablement formée en partie aux dépens de la première, les différences peuvent être peu frappantes. Mais surtout les deux séries ont subi les déformations de l'orogénèse alpine et ont ainsi acquis un aspect partiellement commun. Cependant des différences de cristallinité et même d'association minérale existent entre elles, comme on le verra. Des sautes de cristallinité sont reconnues en certains points par ELLENBERGER (1958a, p. 107), notamment dans la coupe de Champagny.

L'absence de discordance angulaire telle qu'il en existe sur le Rutor (CABY, 1968) et dans Ambin (GAY, 1972) n'est pas un argument suffisant, pas plus d'ailleurs que ne le serait la présence d'une telle discordance. D'une part les déformations alpines ont homogénéisé les structures, d'autre part on connaît des discordances dans des séries par ailleurs continues : sans devoir chercher bien loin, on peut citer celles que FABRE (1961) a reconnues à l'intérieur du Carbonifère de la zone houillère et qu'il relie à des échos de phases asturiennes et saaliennes. On peut citer toutefois la discordance cartographique du Permien sur les micaschistes du socle, dont ELLENBERGER (1958a, p. 187) admet la possibilité en Vanoise septentrionale.

Si la zone houillère se compose de conglomérats, schistes, grès et de quelques roches éruptives de chimisme intermédiaire ou acide, la série basale ("Houiller présumé" d'ELLENBERGER) de Vanoise est différente, ainsi que l'avait reconnu ELLENBERGER (1958a, p. 417), qui y voyait un bassin distinct de celui de la zone houillère. Elle est constituée de roches originellement pélitiques (ou mieux de grauwackes), avec des roches magmatiques basiques de développement considérable en Vanoise méridionale (massif de Chasseforêt), et encore plus en Vanoise septentrionale (massif du Mont-Pourri - Bellecôte). L'équivalent des roches de la zone houillère est constitué par les micaschistes quartzitiques, quartzites et métaconglomérats qui, avec les quartzites du Werféni, forment la partie supérieure de la série siliceuse. Ils peuvent être soit néopermiens, comme dans la séquence stratigraphique proposée par ELLENBERGER, soit couvrir tout le Permien et même comprendre le Carbonifère supérieur, soit encore être d'âge différent suivant les endroits. La série paléozoïque supérieur débute sur le Rutor par des métaconglomérats attribués par FABRE au Stéphanien. Dans les écaillés "intermédiaires" des environs de Briançon, les schistes cristallins sont recouverts par le Permien. En l'absence de données paléontologiques on ne peut cependant pas exclure la possibilité que du Carbonifère supérieur y soit représenté, mais de toutes manières le "faciès houiller" (LAURENT et CHESSEX, 1968) n'y existe pas.

Les affleurements du Paléozoïque supérieur en Vanoise sont limités, en gros, aux bords externes et internes du massif ; on peut les étudier notamment dans la partie inférieure du versant Aussois-Pralognan de Chasseforêt. La coupe lithologique est nette et la consistance plus tendre de ces schistes quartzitiques a donné lieu aux "cirques" creusés sur le flanc ouest de Chasseforêt. Tout comme dans la coupe des gorges de la Pontille à Champagny, l'opposition entre les deux types de roches peut s'étudier facilement au col du Grand Marchet à Pralognan par exemple, de part et d'autre du contact qui est marqué de mouvements différentiels et de filons de quartz.

Des micaschistes fins bicolores (pourprés et verts) que l'on rencontre en Vanoise septentrionale, par exemple à la base du glacier du Mont Pourri, dans le haut du cirque de la Martin à La Savinaz et à Pralognan dans le bas des

cirques du Dard et des Nants, sont peut-être à attribuer à un Permien inférieur ou moyen, s'ils n'appartiennent pas aux séries de socle. On n'y a pas trouvé de relique minérale anté-alpine.

Dès 1929, GIGNOUX avait mis en garde contre l'erreur qu'il y a à considérer tout lit charbonneux comme caractéristique du seul Carbonifère : il en existe effectivement en Vanoise (la lentille de plus grande dimension étant celle de Laisonnay dans la vallée de Champagny), mais aussi dans d'autres séries anté-westphaliennes des Alpes occidentales. De toutes manières les niveaux connus en Vanoise sont loin d'avoir la même puissance que dans la zone houillère.

L'épaisseur du Permo-Carbonifère de la zone houillère est de l'ordre de 2000 à 3000 m pour le Houiller productif à la hauteur de la Vanoise (FABRE, 1961). Il était normal que, tant que la zone Briançonnaise était considérée de manière unitaire, on s'attende aussi à trouver du côté interne une grande épaisseur de terrains permo-carbonifères et il fallait bien pour cela les 1200-1700 m visibles de la région de Chasseforêt, ou 1500-1800 m de la région du Mont Pourri - Bellecôte (chiffres d'ELLENBERGER, 1958a, p. 144 et 112). Pourtant, tout comme FABRE dans la zone houillère, ELLENBERGER lui-même avait été frappé des énormes variations latérales d'épaisseur existant à l'intérieur de son Néopermien : par exemple au col d'Aussois où une série de quartzites et de métaconglomérats dépassant les 100 m disparaît totalement vers l'Est. La diminution d'épaisseur est en réalité plus importante encore entre la partie occidentale (Briançonnais externe) et la partie orientale (Briançonnais interne), puisqu'à tout le Paléozoïque supérieur correspond seulement le Néopermien d'ELLENBERGER. A la hauteur de la Vanoise les deux parties du Briançonnais sont en contact anormal suivant la ligne du Doron de Chavière, dont le rôle prend ainsi une importance accrue ; cette ligne de contact se prolonge au N vers le col de la Chiaupe.

Au niveau du socle la zone Briançonnaise ne se différencie pas en une partie externe et une partie interne ; c'est ce que montrent les profondes analogies du Ruitor avec le socle de Vanoise et d'Ambin. Des séries semblables se retrouvent dans le Grand-Saint-Bernard en val d'Aoste (DAL PIAZ, 1965b ; DAL PIAZ et GOVI, 1965) et en Valais (WOYNO, 1912 ; TSCHOPP, 1923 ; WEGMANN, 1923, 1930 ; VALLET, 1950 ; OULIANOFF, 1955 ; OULIANOFF et TRÜMPY, 1958 ; BEARTH, 1960-63 ; SCHAEER, 1960 ; etc.), dans le matériel cristallin des écaillles ultra-Briançonnaises (4e écaille, etc. ; TERMIER, 1903a ; voir carte Briançon 1:80 000, 3e éd.). Les différences entre un Briançonnais interne et externe (ou *s.str.*, GIGNOUX, 1929) se manifestent dans les séries post-namuriennes.

La thèse de l'âge anté-namurien de la série basale de Vanoise se fonde sur les arguments suivants, qui sont l'aboutissement des études développées dans les différents chapitres de ce travail, auxquels on se référera pour les détails :

a) Des *reliques minérales* d'un métamorphisme anté-alpin : ce sont des hornblendes vertes, très probablement les grenats, des feldspaths potassiques et des micas blancs muscovitiques. On peut ainsi identifier, sous les paragenèses alpines, un métamorphisme de faciès amphibolite dont on ne peut préciser le degré en Vanoise, en l'absence de reliques plus déterminantes. Si on accepte l'identité de ce socle avec celui du Ruitor et du Grand-Saint-Bernard valaisan où est à mentionner l'existence de staurotite (STELLA, 1902 ; OULIANOFF,

1955 ; FABRE, 1961), de biotite brune, de disthène (BOCQUET [1974c, e ; voir plus loin] et d'autres silicates d'alumine (OULIANOFF et TRÜMPY, 1958), les faciès anté-alpins sont amphibolite de pression moyenne (ou élevée), puis (schistes verts ?) à biotite brune.

b) Un *granite* : un affleurement a été trouvé par l'auteur en rive gauche du glacier de l'Arpont, entre les altitudes d'environ 2700 et 2800 m. Compte tenu des caractères du métamorphisme alpin en Vanoise, cette roche doit être le résultat d'un magmatisme antérieur au cycle alpin.

c) La *nature des roches magmatiques* de Vanoise est différente de celle des dykes et coulées de la zone houillère (comparer les *fig. 59* et *65* ; cf. BOCQUET, 1974e). L'ensemble de la série basale de Vanoise, et du socle Briançonnais en général, évoque un ancien ensemble ophiolitifère à grauwackes, alors que la série de la zone houillère est celle d'un bassin continental.

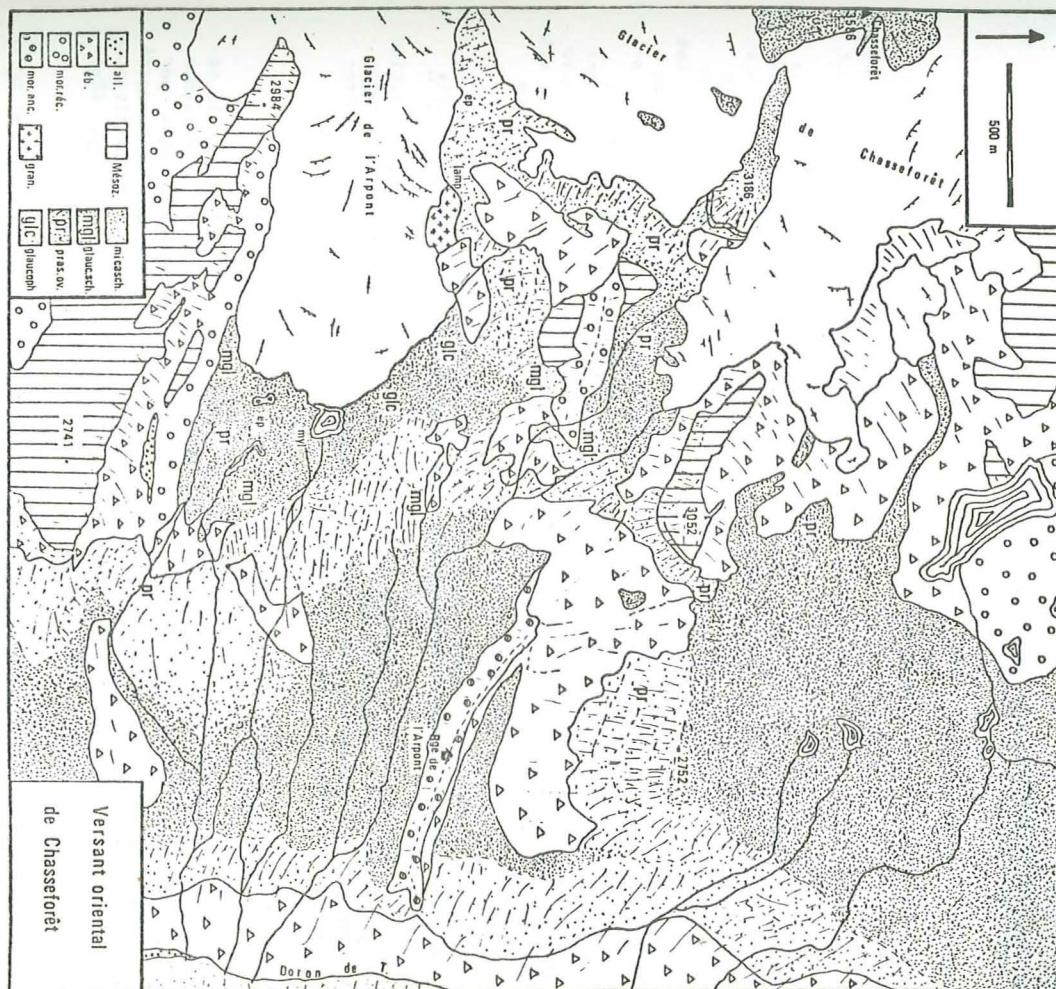
d) Des micas blancs métamorphiques de Vanoise sont *radiométriquement permien*s (BOCQUET *et al.*, 1974). Dans la série basale d'Ambin (série de la Clarea), qui est analogue à celle de Vanoise, une isochrone roche totale provisoire (GAY et VIALETTE, 1974) indique un âge anté-alpin, tandis que des micas sont hercyniens (muscovite) ou permien (biotite) (BOCQUET *et al.*, 1974).

Si on accepte ce faisceau d'arguments on arrive à un tableau cohérent du socle dans la zone Briançonnaise - Grand-Saint-Bernard, qui s'intègre aussi dans l'ensemble du socle des Alpes occidentales. Ce socle se différencie par des degrés dans les granitisations, le degré de conservation de chaque cycle tectonique et magmatique, le niveau atteint par l'érosion et l'intensité des déformations alpines. Dans la zone Briançonnaise en France les reliques de cycles orogéniques anté-alpins ne sont pas abondantes et les granitisations presque inexistantes (Vanoise ; gneiss ocellés du Ruitor). C'est peut-être en Vanoise que les déformations alpines sont les plus intenses. Ce socle unitaire était ainsi formé, à l'aurore des temps alpins, de gneiss, micaschistes, de rares granites et de roches basiques, le tout affecté d'un métamorphisme de faciès amphibolite suivi d'un faciès schistes verts (?).

Le tableau 30, extrait de BOCQUET (1974e), compare la chronologie proposée pour la série siliceuse de Vanoise avec celles de TERMIER et d'ELLENBERGER pour le même massif et avec celle de GAY pour Ambin.

On trouve dans le socle de Vanoise des micaschistes d'origine sédimentaire et des roches magmatiques métamorphiques dont la plus grande partie est basique. Parmi ces metabasites on reconnaît d'anciennes amphibolites souvent rubanées, apparaissant actuellement sous forme de glaucophanites ou d'ovardit en alternance avec des gneiss à albite. On y trouve aussi de rares roches à structure magmatique partiellement conservée. Les roches magmatiques acides sont très rares : il existe un petit pointement granitique accompagné d'une roche surmicacée, situé en Vanoise méridionale, et quelques "granophyres" (tel me d'ELLENBERGER, 1958a et de CABY, 1968) en Vanoise septentrionale et méridionale (voir *fig. 44*). On ne connaît pas de marbre dans la série sédimentaire, sauf si certains niveaux attribués pour des raisons d'analogie lithologique à du Mésozoïque écaillé, appartiennent en fait à la série ancienne (par exemple dans le pilier 3130 m au SW de Chasseforêt).

- 192 -

- 193

MICASCHISTES ET MINÉRAUX ASSOCIÉS EN VEINES

Description macroscopique

Les micaschistes de Vanoise se présentent comme des roches plus ou moins micacées et ainsi plus ou moins fissiles, de couleur gris moyen ou verdâtre suivant l'abondance de la chlorite, avec une foliation parfois plissée (*corrugated*). Les plans de foliation sont parfois bosselés de grenats autour desquels on peut distinguer, si ces grenats sont assez grands, des auréoles de chlorite et des halos d'étiement. Les faciès à grenats sont en général plus massifs que ceux qui en sont dépourvus ; ils sont surtout répandus dans la partie inférieure de la série de Chasseforêt, où ELLENBERGER les a décrits sous le nom de "micaschistes gris de l'Arpont". Avec un peu d'habitude on reconnaît la taille parfois très grande originellement (plusieurs centimètres) des micas blancs, actuellement froissés par les déformations alpines. D'autres fois le grain est fin. Les micas blancs ne montrent en échantillon la couleur verdâtre des phengites que dans les faciès les plus fins. Des lits-filons concordants de quartz, très caractéristiques, résultent d'une exsudation. Lorsque le micaschiste comporte du glaucophane les aiguilles souvent très abondantes de ce minéral se disposent en rosettes ou dessinent une linéation nette. Dans d'autres faciès l'amphibole forme des sortes d'enduits d'un bleu pâle, où les cristaux s'individualisent mal à l'œil nu (cirque du Dard). La chlorite peut former parfois de grandes taches en pellicules sur les plans de foliation.

Les minéraux suivants se rencontrent dans les micaschistes du socle de Vanoise : qz-micas blancs-hé+ab+chl+bi v+ép+cc+gr+jd+glauc+ru+sph+ap+tour+zi+carbonate Fe.

Le quartz, le mica blanc et l'hématite sont toujours présents. L'albite manque rarement. TERMIER (1891) signale un échantillon à chloritoïde à Pralognan, dans le cirque des Nants, et ELLENBERGER (1958a) du stilpnomélane à Pralognan, au cirque du Dard. Ces minéraux n'ont pas été retrouvés.

Paragenèses

Les paragenèses rencontrées sont représentées graphiquement dans le tétraèdre $\text{Na}_2\text{O}+\text{R}_2\text{O}_3 - \text{CaO} - (\text{Fe},\text{Mg})\text{O} - \text{R}_2\text{O}_3$ (fig. 45). Le choix de ce tétraèdre de préférence à d'autres diagrammes utilisés pour les roches pélitiques, par exemple la projection AFM de J.B. THOMPSON (1957), a été guidé par la nécessité de figurer aussi les différents minéraux sodiques. Le système à 14 constituants (SiO_2 , Al_2O_3 , Fe_2O_3 , TiO_2 , FeO , MgO , MnO , CaO , Na_2O , K_2O , P_2O_5 , BO_3 , H_2O , CO_2) que forme l'ensemble de ces roches, peut être réduit, en négligeant :

- SiO_2 qui est un constituant en excès,
- P_2O_5 et BO_3 qui conditionnent seulement la présence d'apatite et de tourmaline respectivement,
- TiO_2 qui suit Fe_2O_3 ou conditionne la présence de sphène et de rutile,
- les constituants fluides H_2O et CO_2 , considérés à ce stade comme constituants en excès ou parfaitement mobiles.

Il reste 8 constituants "inertes" que l'on groupe suivant ($\text{MgO}, \text{FeO}, \text{MnO}$) en RO et ($\text{Al}_2\text{O}_3, \text{Fe}_2\text{O}_3$) en R_2O_3 .

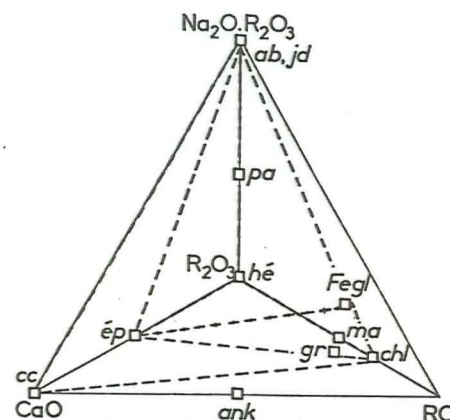


Fig. 45. - Vanoise. Associations minérales rencontrées dans les micaschistes du socle.
 $\text{R}_2\text{O}_3 = (\text{Al}, \text{Fe})_2\text{O}_3$. RO = $(\text{Fe}, \text{Mg}, \text{Mn})\text{O}$.

Position du grenat, du ferroglauco-phane et de la chlorite d'après des minéraux de Vanoise analysés. Position des autres minéraux d'après leur composition théorique

Les lignes de liaison ne sont tracées qu'entre les minéraux qui ont certainement été en équilibre (deux paragenèses : tirets barrés et tirets). Le grenat et la jadéite appartiennent chacun à des paragenèses antérieures différentes. La paragonite n'est pas reliée à d'autres minéraux, car on ne sait pas à quelle paragenèse elle appartient. Les réactions $\text{gr} \rightarrow \text{ép} + \text{chl}$ et $\text{fegl} \rightarrow \text{ab} + \text{chl}$ se lisent facilement.

Le système sodique a été utilisé par ERNST (1963a) ; les relations théoriques entre les minéraux du système sodique et du système potassique ont été étudiées par CHATERJEE (1971).

Description microscopique

1. Micaschistes à grenat + glaucophane s.l.

On peut citer comme exemples de composition modale de ces roches les chiffres suivants :

	éch. 349a	éch. 267		éch. 349a	éch. 267
mica blanc	34 %	45 %	hématite	1	<0.5
amphibole bleue	30	3	calcite	<0.5	-
quartz	28	20	tourmaline	<0.5	-
grenat	4	4	apatite	<0.5	<0.5
albite	2	19	épidote s.l.	-	<0.5
chlorite	1	7	sphène	-	2

Ech. n° 349a : Termignon, Doron, éboulis de la fenêtre sous la chapelle Saint Laurent
Ech. n° 267 : Termignon, Doron, fenêtre de la Gorge-Dessus

Le quartz isogranulaire et polygonal, avec points triples (cf. SPRY, 1969), forme les lits clairs où peut se développer l'amphibole bleue. Ces lits sont séparés par les micas blancs (muscovites d'après les analyses) en lits épais contournant les grenats et ondulés par des déformations post-cristallines. On peut voir des replis intrafoliaux. La chlorite souvent en paquets, peut

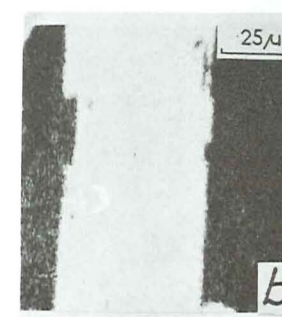
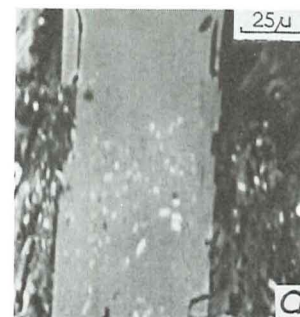
aussi être associée lamelle à lamelle au mica blanc ; sa couleur de biréfringence est bleu foncé à brun sombre (types 4 ou 2, voir partie minéralogique) ; elle peut être oxydée. L'albite est xénoblastique, poeciloblastique et peut englober tous les autres minéraux ; elle se trouve de préférence dans les lits micacés. Sa teneur est très variable : quasi absente dans certains échantillons, abondante dans d'autres à qualifier de micaschistes albitiques. De très rares cristaux maclés sont associés aux lits de quartz ; les plans de macle sont tordus lorsque l'extinction des quartz est onduleuse. Les *grenats*, atteignant parfois 1 cm, incluent des grains de quartz et sont parfois tournés par rapport à la foliation principale ; ils sont morcelés et les craquelures sont occupées par du mica blanc, du quartz, de l'amphibole bleue, de la chlorite, de l'épidote ou de l'hématite (pl. B a, b). Les halos d'étirement sont la règle. On trouve parfois un aspect en atoll. Leur altération peut aller jusqu'à leur remplacement complet par un agrégat formé de certains des minéraux cités (pl. B e), avec une prédominance en général d'épidote. Ce sont des almandins (environ 70 %), comme l'ont montré les analyses chimiques par voie humide et par microsonde. L'amphibole bleue peut englober le grenat et lui est donc postérieure (pl. B b). D'après l'analyse chimique c'est un ferroglaucophane ou un crossite. Elle peut se chloritiser à partir des cassures et des bords ; il arrive souvent qu'on n'en distingue plus que des fantômes faits actuellement d'un mélange très fin de chlorite et d'albite + mica blanc (pl. B d) ; même quand elle est complètement transformée, on en trouve encore souvent en relique dans l'albite poecilitique. Elle se dispose dans la foliation, parfois aussi en travers (pl. C d). Lorsqu'elle a cristallisé près du grenat il arrive que sa coloration soit plus intense à son contact ; cette zonation est un phénomène que l'on rencontrera souvent et qui s'interprète comme le résultat d'une plus grande disponibilité de Fe près du grenat en cours d'altération. L'épidote est, d'après sa biréfringence, soit une épidote *s.str.*, soit une clinzoïsite ; l'allanite est très rare. On en trouve aussi dans les lits phylliteux. La *tourmaline* est presque toujours zonée, avec un pléochroïsme dans les verts, brun vert ou bleutés. La *calcite* est interstitielle. Dans certains échantillons on trouve aussi quelques grains de *zircon*, du *sphène*, parfois du *leucoxène* et du *rutile* ; les aiguilles de *rutile* se dispersent dans le mica blanc et l'albite. Quelques grains d'*apatite* sont communs dans les échantillons.

Pl. A. a. Image de rétrodiffusion électronique d'un chloritoïde. Métasédiment alumineux du Jurassique moyen briançonnais. Pralognan, Les Prioux. Ech. n° 112.

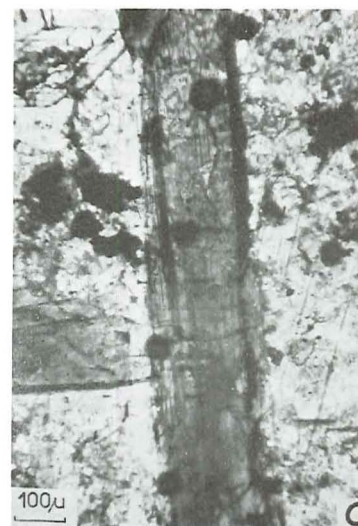
b. Image de distribution de Fe dans le même grain de chloritoïde que la photo a. Les inclusions apparaissant claires sur la photo a sont riches en Fe.

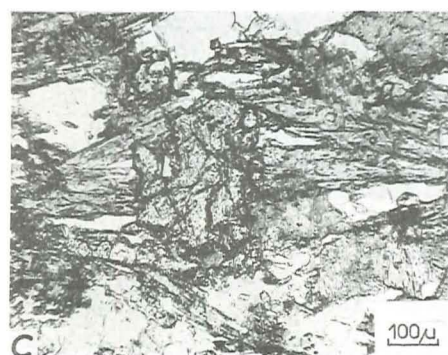
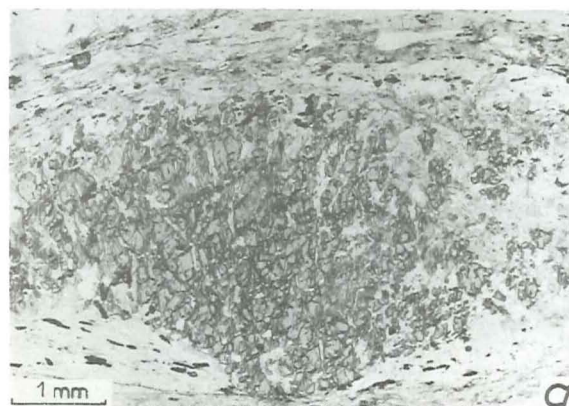
c. Amphibole bleue zonée dans un calcaire métamorphique de la couverture jurassique (base du Malm) de Vanoise. Les lignes sombres transversales sont les traces des profils effectués à la microsonde. (Cf. fig. 29a et b). Roc du Bourget près de Modane. Ech. n° 88. Lum. nat.

d. Grenat zoné dans un micaschiste à grenat et glaucophane du socle de Vanoise. Les profils effectués à la microsonde sont donnés en fig. 36a. Termignon, Combe d'Enfer. Ech. n° 314. Lum. nat.



pl. A





pl. B

La fraction micacée séparée a parfois montré aux RX une importante fraction paragonitique exprimée ; comme l'amphibole s'altère parfois en mica blanc + chlorite + albite, on peut émettre l'hypothèse que la paragonite a cristallisé à un moment de déstabilisation de l'amphibole bleue où elle a puisé Na.

Dans les replis intrafoliaux le mica blanc est réduit en purée (pl. C a). Des replis à plus grand rayon de courbure affectent l'ensemble des minéraux sauf l'albite où leur trace est matérialisée par des alignements ondulés de fins grains opaques (pl. C b). Plutôt que postcinématique l'albite xénoblastique doit cependant être regardée comme tardicinématique, car ses cristaux semblent parfois allongés perpendiculairement à l'axe a de replis. Lorsque la roche montre un clivage de crénulation, les albites ne scellent pas les plans de cisaillement comme elles scellent la foliation (pl. C c). Les albites maclées associées aux lits quartzeux pourraient dériver d'un autre stade de cristallisation que les xénoblastes poeciloblastiques.

2. Micaschistes à glaucophane s.l.

Dans les micaschistes à glaucophane s.l. l'aspect des minéraux et leurs relations structurales sont analogues à ceux décrits à propos des micaschistes à grenat + glaucophane s.l. Les proportions modales varient comme le montrent les deux exemples suivants, à glaucophane s.l. conservé :

	éch. 302	éch. 320		éch. 302	éch. 320
amphibole bleue	43 %	12 %	chlorite	-	17
mica blanc	40	36	apatite	-	<0.5
quartz	15	25	carbonate	-	-
albite	1	7	tourmaline	-	-
hématite	0.5	3	rutile	<0.5	-
épidote	<0.5	-	zircon	-	-

Ech. n° 302 : Termignon, cirque de l'Arpont, éboulis sous le point 3052

Ech. n° 320 : Termignon, la Ferrière

Pl. B. a. Grenat morcelé et partiellement résorbé. Les cassures sont occupées par du mica blanc, du glaucophane s.l., de la chlorite et des oxydes de fer. Micaschiste à grenat et glaucophane du socle de Vanoise. Termignon, gorges du Doron. Ech. n° 349a. Lum. nat.

b. Grenat corrodé et englobé par l'amphibole bleue dans un micaschiste à glaucophane s.l. et grenat du socle de Vanoise. Pralognan, cirque des Nants. Ech. n° 975. Lum. nat.

c. Grenat corrodé et englobé par l'amphibole bleue orientée dans la foliation. Glaucophanite à ép-ab-chl du socle de Vanoise. Termignon, base E du glacier de Chasseforêt. Ech. n° 781. Lum. nat.

d. Transformation de l'amphibole bleue en chlorite finement granulée + albite + hématite. Ovardite schisteuse à glaucophane s.l. relique du socle de Vanoise. Termignon, N cirque de l'Arpont. Ech. n° 743. Lum. nat.

e. Amphibole bleue (+chlorite et hématite) remplaçant totalement un grenat dans un micaschiste à glaucophane s.l. du socle Briançonnais (Ambin, groupe de la Clarea). Bramans, vallon d'Ambin. Ech. n° 1080. Lum. nat.

Les lits de quartz isogramulaires polygonal (de 20 à 500 μ) sont parfois discontinus et modulaires ; les grains sont dentelés ou, plus souvent, autoblastiques et à points triples. Le mica blanc (jusqu'à 300 μ) montre presque constamment les mêmes replis intrafoliaux que dans les micaschistes à grenat, avec destruction en purée des grandes lamelles primitives et petits cristaux orientés dans la foliation. Une analyse a montré un chimisme de phengite (m° 965) ; la fraction analysée représentait peut-être seulement ces lamelles de deuxième génération. L'amphibole bleue, ferroglaucophane d'après deux analyses (m° 949 et 965), atteint jusqu'à 1,5 mm ; elle peut être parfaitement fraîche ou entourée d'une fine gaine de chlorite, ne plus subsister que dans l'albite, ou encore être totalement remplacée par de fins agrégats de chlorite et d'albite + hématite, dont la forme laisse deviner l'origine. L'albite peut renfermer aussi des fantômes chloritiques d'amphibole. Les amphiboles situées dans les lits quartziteux sont les premières à s'altérer. Les clivages sont parfois chargés d'hématite. Lorsque des cristaux recoupent les lits phylliteux, ils englobent du sphène ou des traînées de matières opaques probablement de nature hématitique, en continuité avec la foliation principale de l'échantillon (pl. C d). L'albite, peu abondante et rarement maclée, est xénoblastique et poeciloblastique. Elle recoupe la structure à l'emporte-pièce, des traînées de fins granules opaques (matières carbonneuses ?) prolongeant les lits phylliteux. La chlorite, pas toujours présente, a un pléochroïsme anormal dans les bleus violacés sombres ou bruns foncés (types 4 ou 2) ; elle se trouve en amas, altère l'amphibole bleue ou est associée lamelle à lamelle avec le mica blanc ; elle est parfois oxydée. Les minéraux accessoires sont une épidote, une très rare allanite, de rares grains de zircon, quelques apatites, des tourmalines zonées brun cuivré au centre et bleu verdâtre en bordure ou l'inverse, de la calcite xénoblastique, des cristaux autoblastiques de carbonate ferrique (amkérine ?), de l'hématite et un peu de rutile. Celui-ci, en très petites aiguilles, parseme les micas blancs et les amphiboles, plus rarement l'albite (pl. G e). On les voit aussi hérissier des grains de sphène.

Des replis ouverts ou de crénulation peuvent affecter l'ensemble de la roche en cassant les amphiboles et plissant les micas ; seule l'albite s'y associe, dont la cristallisation semble synchronématique (à tardocinématique ?) (pl. C b). Les replis intrafoliaux intéressent non seulement le mica, mais parfois aussi l'amphibole bleue (pl. E a).

3. Micaschistes à jadéite et glaucophane s.l.

Des échantillons de micaschiste à jadéite et amphiboles bleues ont été recueillis à Termignon, sous le point 3052 dans le cirque de l'Arpont et dans la moraine du Pelve. L'un est une roche gris légèrement blautée, très dense, à fine foliation, avec replis centimétriques ouverts. Des veines gris blautées, épaisses de 0,6 à 1,0 cm, se révèlent au microscope faites de prismes de jadéite, peu altérés, disposés perpendiculairement aux éponges ; ils sont associés à de grands cristaux de quartz à extinction onduleuse et bords dentés, parfois avec mortier (pl. D e). L'autre échantillon a l'aspect d'un micaschiste à glaucophane s.l. banal. La composition minéralogique modale du premier échantillon est la suivante (m° 303) :

mica blanc	56 %	biotite verte	1
jadéite et pyroxène Na ferrique	13	hématite, magnétite	1
quartz	12	chlorite	0,5
amphiboles bleues	10	rutile	<0,5
albite	4	apatite	<0,5

Le mica blanc a été froissé et morcelé par les replis. Le quartz se dispose dans les lits phylliteux ou forme lui-même des lits discontinus de cristaux en mosaïque, à points triples. Le pyroxène jadéitique (pl. C e) se dispose en lits et se fait abondant aux approches de la veine. Quoique de même couleur en lumière naturelle que celle de la veine (jaune pâle), il est assez altéré à partir des bordures en un agrégat très fin (à albite ?). De nombreux granules d'oxydes de fer lui sont associés*. ZAc = 35-40°. La jadéite est parfois englobée par une première amphibole bleue, à pléochroïsme de glaucophane s.str., allongement positif, biréfringence relativement forte, plan des axes optiques // 010, qui est donc analogue aux échantillons de ferroglaucophane du massif. Le contact entre la jadéite et cette amphibole n'est jamais franc, mais passe par une frange d'altération fine du pyroxène. Autour de ces cristaux se développe une autre amphibole bleue de pléochroïsme plus intense (pl. C e), où à la direction d'absorption la plus faible correspond une teinte jaune vert ; l'allongement est négatif, l'extinction par rapport à c $\approx 5^\circ$, la biréfringence faible et le plan des axes optiques \perp 010. Ces caractères optiques pourraient correspondre à une (magnésio)riebeckite. (Cette amphibole très colorée qui se développe postérieurement à la jadéite a un faciès constant dans l'ensemble des Alpes occidentales : on la retrouvera dans la zone piémontaise où elle a été décrite aussi par STEEN, 1972, en haute Ubaye).

La chlorite, peu abondante, est éparse dans les lits phylliteux et parfois associée lamelle à lamelle au mica blanc. La biotite verte, d'un vert bronze caractéristique, se trouve elle aussi de préférence disposée dans les lits phylliteux, en cristaux isolés. Des xénoblastes d'albite poeciloblastique respectent la foliation. Le rutile est fréquent ; il semble y en avoir deux générations, la seconde étant en aiguilles minces et longues (jusqu'à environ 60 μ). Il n'y a pas de sphène dans la section étudiée. Quelques grains d'apatite complètent l'association.

Ces roches constituent, semble-t-il, des reliques dans le massif, importantes par les conclusions qu'on en tirera sur les rapports chronologiques relatifs entre les minéraux du massif.

Une autre veine à jadéite et quartz, plus épaisse, se trouve de l'autre côté du Doron de Termignon, près des chalets de Bellecombe. Elle sera décrite plus loin.

4. Micaschistes + chlorite + albite

L'association qz-ab-mica blanc-chl+ minéraux accessoires d'exprime dans des roches dont l'aspect est différencié par la taille du grain et les proportions de chaque minéral, surtout de l'albite et de la chlorite. Cette dernière est parfois assez abondante pour former de larges pellicules à la surface des plans de foliation. On en voit dériver certaine de la transformation de l'amphibole bleue ; il n'est pas exclu que d'autre provienne du remplacement complet de chloritoïde.

* Ces granules ne constituent peut-être pas le produit de l'altération d'un pyroxène sodique ferrique. Les reliques de ce pyroxène ont les caractères optiques d'une jadéite. Dans la zone Sesia-Lanzo cette association avec granules d'oxydes de fer est fréquente dans les roches acides où le pyroxène sodique est de la jadéite, mais elle est absente dans les metabasites à omphacite ou chloromélanite altérée (COMPAGNONI, comm. pers.).

Les minéraux suivants forment l'association de ces roches :

	éch. 974	éch. 440	éch. 446		éch. 974	éch. 440	éch. 446
mica blanc	55 %	39 %	11 %	apatite	<0,5	<0,5	<0,5
albite	31	8	} 79	tourmaline	<0,5	<0,5	-
quartz	10	51		zircon	<0,5	<0,5	-
hématite	2	<0,5	5	épidote	-	<0,5	-
carbonate Fe	1	<0,5	-	sphène	-	-	-
calcite	0,5	-	4	rutile	-	<0,5	-
chlorite	0,5	1	<0,5				

Ech. n° 974 : Pralognan, cirque des Nants

Ech. n° 440 : Peisey-Nancroix, Mont Pourri

Ech. n° 446 : Peisey-Nancroix, Mont Pourri

La taille du grain peut être très différente d'une roche à l'autre. Le fond leucocrate est formé d'un mélange de *quartz* et d'albite en proportions variables. Le quartz est soit isogranulaire avec points triples ou dentelé, soit hétérogranulaire ; dans ce cas les petits grains résultent du morcellement de grands cristaux dont les reliques ont une extinction très onduleuse. Les petits cristaux semblent, dans les faciès fins, allongés parallèlement à la foliation principale. L'albite xénoblastique (pl. C b et c) est poeciloblastique et englobe tous les autres minéraux. Les poeciloblastes sont parfois pluricristallins. Dans un échantillon de gros *feldspaths potassiques* maclés en échiquier en cours de déstabilisation appartiennent à une première paragenèse. Les lits de *mica blanc* sont souvent un peu oxydés. Dans certains échantillons apparaît une légère teinte vert pâle. Le mica porte parfois de très fines aiguilles de rutile. La *chlorite* peut s'associer lamelle à lamelle au mica blanc. Elle polarise dans les brunâtres ou gris vert avec une extinction négative (types 1 et 2), ou dans les bleus avec une extinction positive parallèlement au clivage (type 4). De petits prismes de *tourmaline*, à pléochroïsme vert bleuté, bronze, jaune brunâtre ou rosé, semblent orientés parallèlement aux micas blancs ; deux stades de croissance sont indiqués par le bourgeonnement de petites aiguilles autour de gros cristaux. L'*épidote*, rarement abondante, est surtout une pistacite. Les aiguilles de *rutile* sont souvent abondantes, isolées ou en paquets. Le *sphène* n'est pas commun dans ces échantillons, mais peut être abondant dans certains. Quelques halos pléochroïques indiquent dans le mica blanc la présence de quelque minéral radioactif ; le *zircon* forme quelques grains. L'*apatite* peut être incluse dans l'albite. L'*hématite* forme soit un semis de très fins granules dans les lits phylliteux et au travers des poeciloblastes d'albite, soit des cristaux automorphes isolés. La *calcite* se trouve en filonnets ou en cristaux interstitiels associés aux lits quartzeux. On ne trouve que rarement des grains de *carbonate Fe*, toujours autoblastiques (ankérite ?).

La structure est dominée soit par la foliation principale où les micas tendent à être disposés à plat malgré quelques replis intrafoliaux (pl. D a), soit par des replis plus ou moins serrés, allant jusqu'à une crénulation dans les faciès les plus fins (pl. D b et c). Des structures détritiques semblent attestées d'une part par les gros quartz reliques, d'autre part par des amas très allongés finement micacés qui évoquent des galets aplatis.

A Termignon, le long de l'émissaire du glacier de l'Arpont, avant sa première cascade, affleure un banc de roche vert pâle, aphanitique, d'aspect mylo-

nitique fin (voir fig. 45). Le microscope montre dans un échantillon compact un micaschiste albitique comportant : qz-ab (à peu près dans les proportions de 2/3 à 1/3)-mica blanc verdâtre-minéraux accessoires (ap, zi).

5. Minéraux associés en veines

Trois types de veines seront décrits : les veines à amphibole bleue, les veines à pyroxène jadéitique et les veines à chlorite souvent associée à de l'albite. Elles sont à interpréter comme résultat de concentrations dans de fissures au moment d'une phase de métamorphisme.

a) Veine à amphibole bleue

Une veine à amphibole bleue, hématite et quartz, concordant avec la foliation des micaschistes encaissants (éch. n° 685) provient de Vanoise méridionale (Termignon) ; l'analyse de l'amphibole a montré un chimisme de crossite riche en fer. Cette veine atteint un maximum de 8-10 cm d'épaisseur et est visible sur quelques mètres carrés. C'est une splendide amphibolite massive d'un bleu sombre, où l'amphibole se dispose en rosettes, en gerbes ou en masses d'aspect crocidolitique. Le micaschiste encaissant possède des amphiboles bleues dont les teintes de pléochroïsme pâlisent lorsqu'on s'éloigne de la veine, puis passent par un stade de chloritisation respectant la forme des amphiboles qui disparaissent complètement après quelques centimètres.

En lame mince les gerbes de cristaux minces de l'amphibole apparaissent très zonés, avec un cœur plus sombre (plus ferrifère, ou plus riche en Fe²⁺ ?), à biréfringence et angle d'extinction plus faibles et où le plan des axes est \perp 010. L'allongement étant positif, l'orientation optique est, au cœur des cristaux, celle d'une osannite ("O" pour BORG, 1967). Il s'y associe un peu de *chlorite* intensément colorée, où l'extinction est positive parallèlement au clivage et dont la teinte de polarisation est anormale dans les bleus (type 4). Le *quartz* forme quelques cristaux épars, ainsi que l'*hématite*.

Les résultats de l'analyse chimique de l'amphibole se rapportent évidemment à la moyenne globale de ces cristaux zonés dont la composition pourrait en réalité varier, par exemple, d'une riebeckite à un ferroglaucophane.

En d'autres endroits de Vanoise méridionale surtout, mais aussi de Vanoise septentrionale se trouvent dans les micaschistes des veines, d'extensio souvent seulement décimétrique, où l'amphibole se dispose perpendiculairement aux épontes. Elles apparaissent comme des renflements locaux, correspondant vraisemblablement à de petites zones locales de distension apparues au moment où la paragenèse à amphibole bleue était stable. On peut penser que la richesse en fer du premier échantillon est déterminée par l'abondance probable de cet élément dans les fluides qui se concentrent dans la zone de distension.

b) Veine à pyroxène sodique

Une mince veine à pyroxène jadéitique (quelques millimètres) a été décrite plus haut, en même temps que le micaschiste à pyroxène jadéitique et amphiboles bleues qui le renferme. Une veine analogue (éch. n° 346) montre des cristaux de *pyroxène jadéitique* assez altéré, d'une longueur atteignant presque le millimètre, mêlés à du *quartz* d'extinction onduleuse. L'altération comporte d'innombrables granules d'oxydes Fe dont l'accumulation donne une teinte gris bleu à l'échantillon. Les résidus de pyroxène sont de couleur jaunâtre pâle, sans nuance verte. Quelques prismes de *glaucophane s.l.* à pléochroïsme moyennement pâle, se trouvent épars dans le filon et surtout à ses épontes, formant plus loin eux-mêmes la masse principale de la veine, avec une *épidote s.l.* plus ou moins abondante.

c) Veine à chlorite

Toujours associées à des concentrations plus ou moins importantes de fer sous forme d'hématite, parfois de pyrite (mines de la Ferrière ; grattages au N du cirque de l'Arpont, sous le point 2752 et un peu à l'W du point 2897), des veines montrent des cristaux d'albite longs parfois de plusieurs centimètres, aux macles Carlsbad nettement distinctes sur l'échantillon, dans une masse chloriteuse fine. Au microscope l'albite apparaît maclée Carlsbad et aussi albite (pl. D d) ; elle englobe quelques-unes des chlorites en petites paillettes associées en éventail ou en vermicules, souvent oxydées. La chlorite a une teinte de polarisation dans les bleus et l'extinction est positive parallèlement aux clivages (type 4).

Dans d'autres veines (par exemple près des chalets de Bellecombe, éch. 529, où la chlorite est chimiquement une ripidolite), à la chlorite et à l'albite s'ajoutent du quartz et de l'hématite. La roche est elle-même enrichie en chlorite aux abords des épontes.

Où bien la chlorite forme des amas compacts (éch. 782 : ripidolite), associée seulement à quelques granules d'hématite. Ces dernières veines se montrent rarement continues et, comme certaines veines à amphibole bleue, semblent correspondre plus à de petites distensions locales où les cristallisations se font en un système ouvert avec la roche encaissante, qu'à de grandes cassures dont le remplissage serait postérieur aux recristallisations de l'encaissant.

Une autre veine encore (au NW des chalets de Bellecombe à Termignon), épaisse d'environ 60 cm au maximum, est riche en petits prismes de tourmaline verte peu zonée et en cristaux de carbonate, dont les clivages sont très chargés d'oxydes de fer.

Pl. C. a. Micas blancs disposés en replis intrafoliaux (où ils sont réduits en purée) et suivant la foliation principale dans un micaschiste à grenat, glaucophane s.l. et albite (en xénoblastes) du socle de Vanoise. Termignon, ruisseau de Miribel (Doron). Ech. n° 357. Lum. an.

b. Xénoblastes d'albite scellant un repli de la foliation dans un micaschiste albitique du socle de Vanoise. Termignon, point coté 2752 m au N du cirque de l'Arpont. Ech. n° 777. Lum. an.

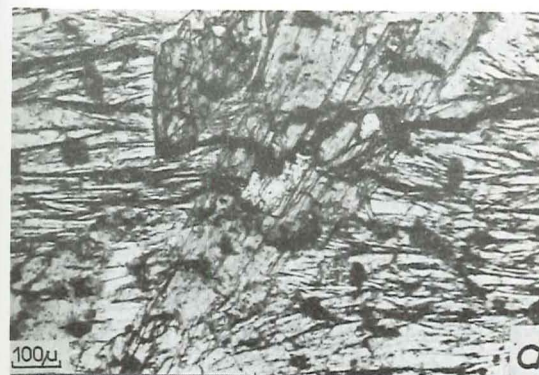
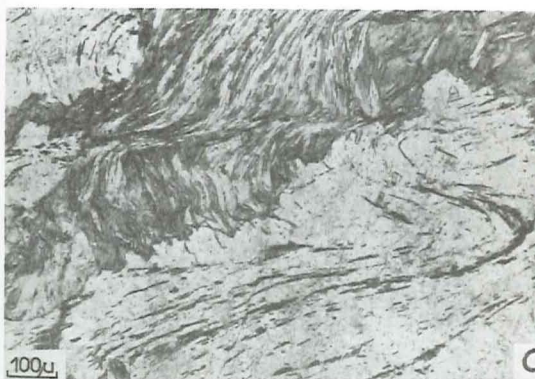
c. Structure de crénulation affectant le mica blanc et la chlorite et sa trace sous forme de granules d'oxydes de fer et quelques fins micas blancs dans un xénoblaste d'albite. Micaschiste chloriteux du socle briançonnais. Tignes, rive droite du glacier de Rhône-Golette. Ech. n° 556. Lum. nat.

d. Amphibole bleue située au travers de la foliation et englobant des traînées opaques. Micaschiste à glaucophane s.l. du socle de Vanoise. Termignon, base E du glacier de Chasseforêt. Ech. n° 302. Lum. nat.

e. Jadéite altérée (jd) et amphibole bleu pâle (gl) entourée d'une amphibole bleue plus sombre dans un micaschiste à jadéite et glaucophane s.l. du socle de Vanoise. Termignon, moraine au-dessus du refuge de l'Arpont. Ech. n° 303. Lum. nat.

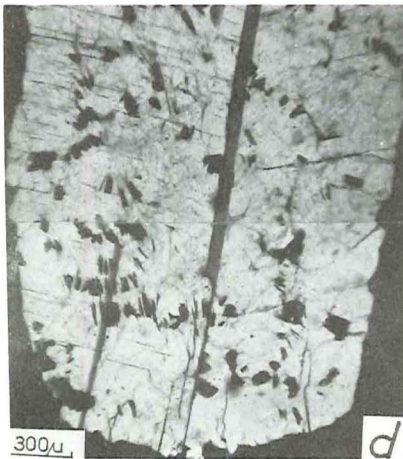


pl. C





pl. D



6. Etude microstructurale

Les microstructures de quatre échantillons ont été étudiées de manière statistique.

a) Micaschiste à glaucophane s.l., n° 516 (Pralongnan, Nants)

La lame mince est taillée perpendiculairement à la foliation visible sur l'échantillon. Le mica blanc disposé dans cette foliation (S_2) affectée de petits plis, dessine aussi des replis intrafoliaux correspondant à une S_1 . L'amphibole bleue peut être parallèle à la deuxième foliation ou recouper les plis à l'emporte-pièce, englobant de petits micas blancs.

Les pôles $\{001\}$ des clivages des micas se disposent dans le diagramme (fig. 46a) suivant la circonférence avec un maximum parallèle à la foliation S_2 . L'étalement traduit les replis intrafoliaux et les petits plis.

Les pôles $\{010\}$ et $\{110\}$ des clivages des amphiboles, mesurés sur sections basales et allongées, se disposent suivant une portion de grand cercle (fig. 46b), où l'étalement traduit en partie la disposition à $55,5^\circ$ des clivages des sections basales, en partie la dispersion autour d'une orientation axiale prédominante. Ce diagramme représente la somme des deux diagrammes obtenus pour les orientations des clivages dans les sections basales (fig. 46c) et dans les sections allongées (fig. 46d). En particulier les sections allongées tendent à orienter leur clivage parallèlement à la bissectrice de ceux des sections basales. Le maximum est situé en position oblique par rapport à celui des micas blancs. La disposition des amphiboles peut être résumée dans le diagramme de la fig. 46e où apparaissent les axes de zone des clivages (c'est à-dire la direction cristallographique c), déterminés sur canevas de Wulff à partir des sections basales : le maximum obtenu pour les sections allongées y est reporté par une croix.

On a donc dans cet échantillon :

- des micas blancs avec une foliation et des replis intrafoliaux.
- des amphiboles orientées de manière axiale, mais dont les clivages sont obliques par rapport à la foliation. L'orientation de l'allongement des amphiboles montre un degré de symétrie plus élevé que celle des clivages des micas.

Les axes $Z = [0001]$ des quartz de cette section ne montrent pas d'orientation préférentielle nette (fig. 46f) (les mêmes pourcentages ont été adoptés pour les contours d'équidensité, de manière à rendre comparables les diagrammes

Pl. D. a. Micas blancs disposés suivant une foliation principale et des replis intrafoliaux dans un micaschiste du socle de Vanoise. Termignon, Combe d'Enfer. Ech. n° 931. Lum. nat.

b. Structure de crénulation dans les micaschistes du socle de Vanoise.

Champagny, chalets du Tovet. Ech. n° 603. Lum. nat.

c. Idem, détail.

d. Grand cristal d'albite maclée Carlsbad et albite, englobant des paillettes de chlorite dans une veine albite-chloritique coupant des micaschistes du socle de Vanoise. Termignon, E du point coté 2752. Lum. an.

e. Association de jadéite et de quartz dans une veine coupant un micaschiste à jadéite et glaucophane s.l. du socle de Vanoise. Termignon, moraine au-dessus du refuge de l'Arpont. Ech. n° 303. Lum. an.

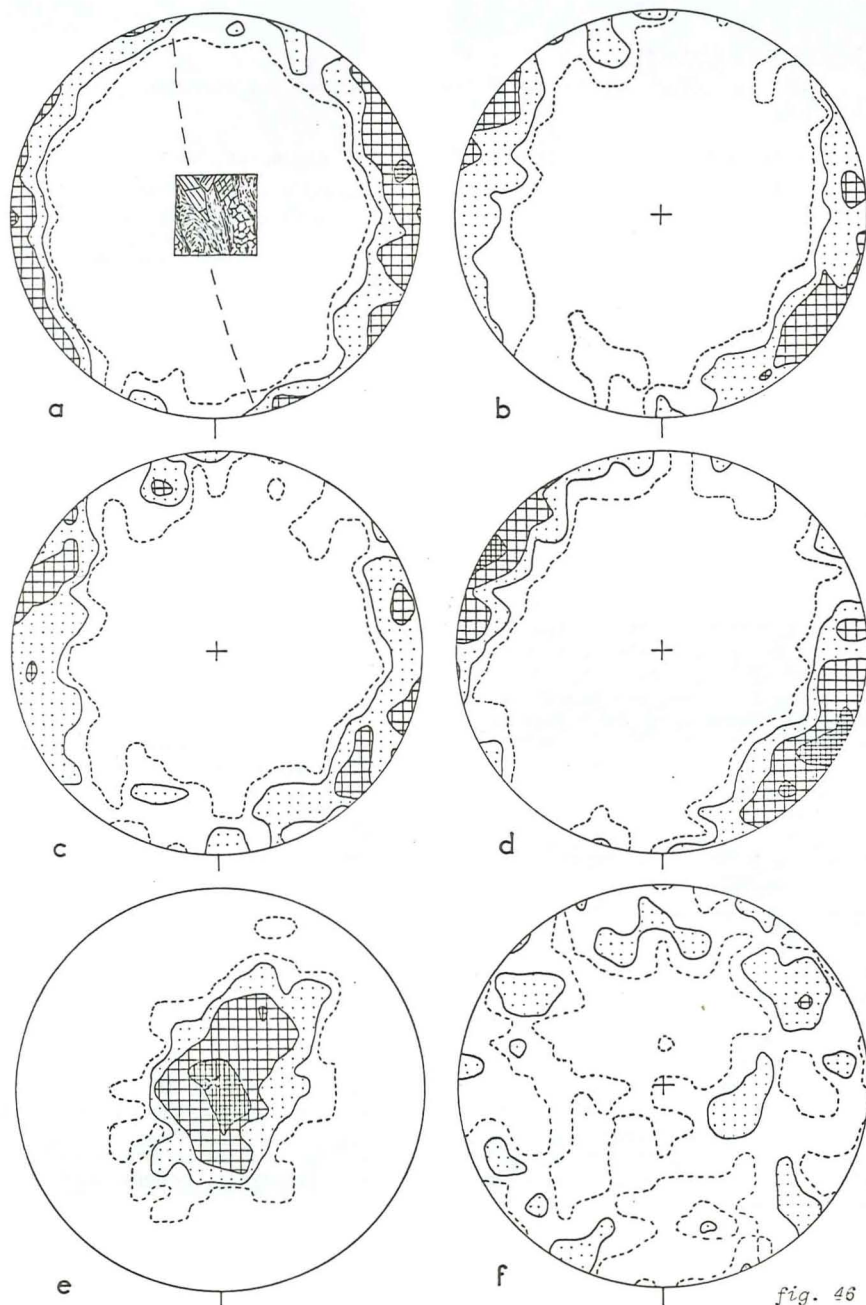


fig. 46

obtenus pour différents minéraux]. On sait pourtant (TURNER et WEISS, 1963) que le quartz est particulièrement sensible aux contraintes. Des mesures nombreuses seraient toutefois nécessaires avant de pouvoir affirmer que le quartz a cristallisé dans ces roches de manière postcinématique ou sous l'influence de fluides. Les micas et d'autres minéraux tabulaires ou prismatiques à orientation cristallographique peuvent s'orienter soit en accord avec l'état de contrainte existant (cristallisation syncinématique), soit aussi de manière mimétique suivant des éléments antérieurs (cristallisation postcinématique).

b) Micaschiste à grenat et glaucophane s.l., Termignon, Gorges du Doron (n° 349a)

La lame mince est taillée perpendiculairement au litage (foliation) qui est subhorizontal à cet endroit et à une linéation formée par les axes de petits replis. Les grandes lamelles originelles de mica blanc sont maintenant très froissées. Au microscope mica et amphibole bleue se montrent antérieurs aux replis qui affectent la foliation (pl. E a).

Dans le diagramme d'orientation des micas (fig. 47a) les replis, post-cristallins qui les affectent se traduisent par un léger étalement des pôles {001} des clivages le long d'un grand cercle autour d'un maximum net.

Les axes de zones des clivages des sections basales des amphiboles, c'est-à-dire l'allongement de leurs cristaux (fig. 47b) montrent une disposition analogue : symétrie axiale avec étalement suivant un grand cercle qui est parallèle à celui dessiné par les clivages des micas. Autour de cette direction d'allongement les clivages se disposent avec seulement une légère orientation préférentielle (fig. 47c).

Dans cet échantillon donc, l'orientation des micas détermine une structure planaire à laquelle les clivages des amphiboles tendent à être parallèles. Pour des raisons de chronologie qui seront exposées plus loin (les micas datent d'un métamorphisme antérieur aux amphiboles bleues), cette orientation des amphiboles bleues apparaît plus comme guidée par des plans préexistants que déterminée par une cristallisation syncinématique. Une autre hypothèse serait celle d'une transposition du litage des micas, mais il faudrait pour cela que pendant ce mouvement la composition isotopique n'ait pas été modifiée, ce qui paraît peu plausible.

Pour expliquer les différences par rapport à l'échantillon précédent, l'interprétation suivante peut être, provisoirement, proposée : la foliation de l'échantillon 349a serait une S_1 , seulement froissée dans cet échantillon, mais intensément plissée dans l'échantillon 516 au cours de la formation d'une deuxième foliation S_2 . Les amphiboles seraient soit syncinématiques par rapport à cette S_2 , soit, et ceci expliquerait la plus grande dispersion des clivages de l'amphibole de l'échantillon 349a, seulement guidées dans leur orientation par les plans préexistants, quels qu'ils soient. Par ailleurs l'orientation préférentielle à tendance axiale de l'échantillon 516 traduirait peut-être une cristallisation dans un nouvel état de contrainte.

Fig. 46. - Vanoise : microstructure d'un micaschiste à glaucophane, éch. 516, Pralognan, Nants. Contours : (1), 2, 4, 8 % de la surface.

a. 200 pôles {001} des clivages des micas blancs. b. 300 pôles {110} des clivages des amphiboles bleues. c. 200 pôles {110} des clivages en sections basales des amphiboles bleues. d. 100 pôles des clivages en sections allongées des amphiboles bleues. e. 100 axes de zone des clivages des amphiboles bleues. La croix représente le pôle du maximum obtenu pour les sections allongées (d). f. 200 pôles [0001] des quartz.

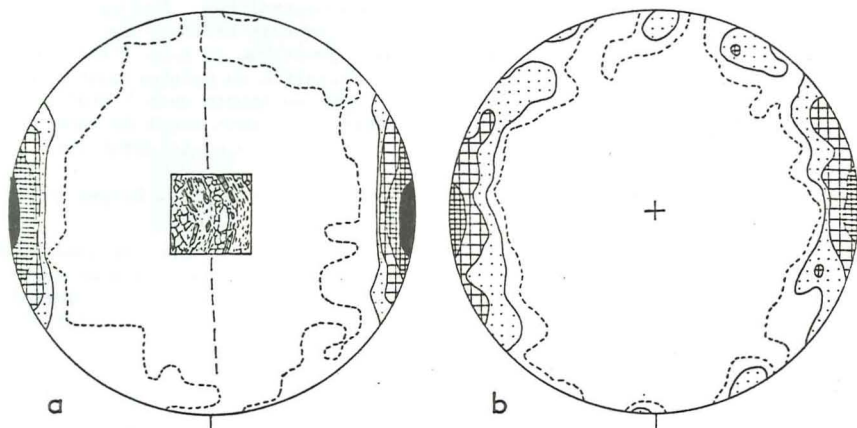
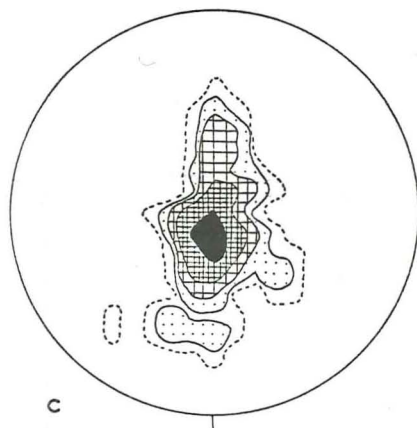


Fig. 47. - Vanoise : microstructure d'un micaschiste à grenat et glaucophane, Termignon, gorges du Doron, éch. 349a. Contours : (1), 2, 4, 8, 16 % de la surface. a. 300 pôles {001} des clivages des micas blancs. b. 59 axes de zone des clivages des amphiboles bleues. c. 200 pôles {110} des clivages des amphiboles bleues.



c) Micaschiste à glaucophane s.l. et grenat, Termignon, Bellecombe, n° 339

La foliation de cet échantillon est dirigée N 05° E et plonge de 02° vers l'Est. La lame mince a été taillée perpendiculairement à elle et aussi à l'axe de replis dont l'axe est orienté N 85° E et plonge de 23° vers l'Est. Replacés dans l'espace la lame mince et le plan de projection des diagrammes sont donc à peu près verticaux, l'axe des replis se projetant au centre du diagramme.

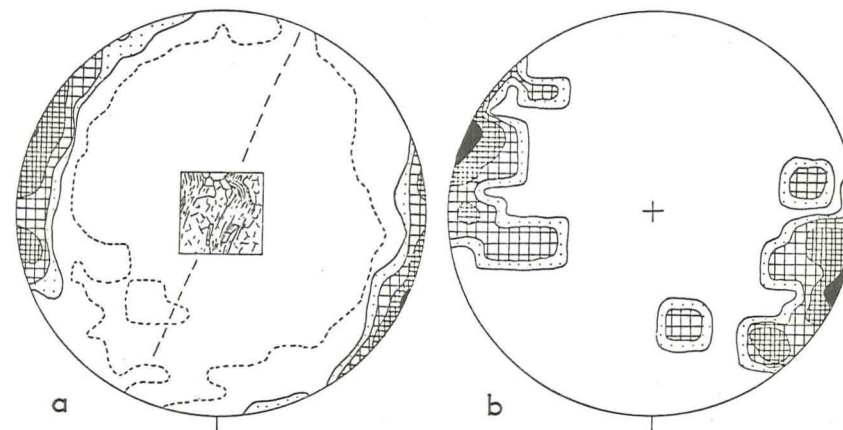


Fig. 48. - Vanoise : microstructure d'un micaschiste à glaucophane et grenat, Termignon, Bellecombe, éch. 339. Le plan S est dirigé N05°E et plonge de 05° vers l'E. Les replis sont d'axe N85°E avec un plongement de 23° vers l'E. Contours : (1), 2, 4, 8, 16 % de la surface. a. 200 pôles {001} des clivages des micas blancs. b. 24 pôles {110} des clivages des amphiboles bleues.

Au microscope l'alternance des lits surtout quartzeux et de lits surtout micacés forme une foliation où les micas sont disposés à plat. Cette foliation est affectée de replis postcristallins par rapport aux micas et aux amphiboles. Quelques replis intrafoliaux sont visibles.

Les pôles {001} des clivages des micas blancs (fig. 48a) montrent un maximum net avec étalement le long de la circonférence du diagramme, correspondant à la foliation et à ses replis.

Le diagramme tracé à partir des pôles des clivages des amphiboles bleues (fig. 48b) inclut un faible nombre de points (24 seulement) ; le maximum obtenu coïncide avec celui des micas. L'étalement dépasse un peu celui des clivages des micas et montre une tendance vers un deuxième sens d'étalement (petit cercle ?), qui indiquerait une autre source d'orientation ?).

Cet échantillon semble donc refléter une déformation supplémentaire par rapport au premier (n° 516).

d) Micaschiste, La Savinaz, cirque de la Martin (n° 493)

Les orientations des micas et du quartz ont été étudiées statistiquement sur un micaschiste à grain fin à alternance de lits quartzeux et micacés. Il y existe des replis intrafoliaux. Le mica est antérieur à des microplis-failles. Dans les diagrammes l'orientation des pôles {001} des clivages des micas (fig. 49a) montre un maximum et un large étalement suivant un grand cercle. Les pôles [0001] = Z du quartz (fig. 49b) ne montrent que des densités faibles où un maximum peu clair ne correspond pas à l'orientation préférentiel des micas. Ce cas est semblable à celui de l'échantillon 516 (fig. 46a et f).

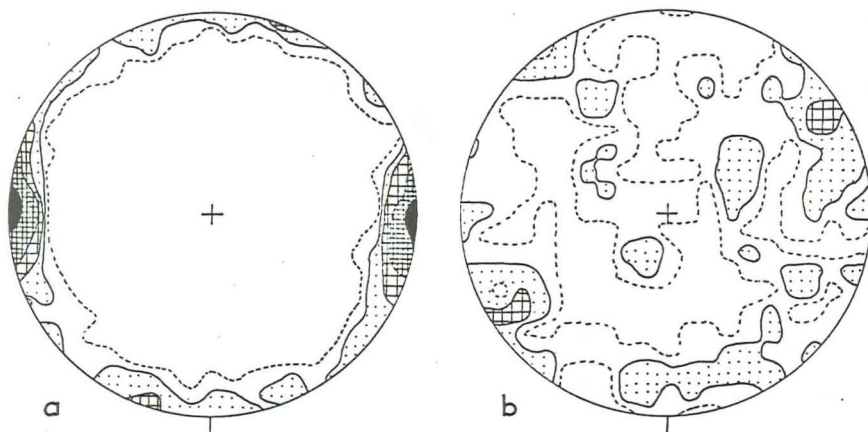


Fig. 49. - Vanoise : microstructure d'un micaschiste, La Savinaz, cirque de la Martin. Ech. n° 493. Contours : (1), 2, 4, 8, 16 % de la surface.
a. 200 pôles {001} des clivages des micas blancs. b. 100 pôles [0001] de quartz.

ORTHOGNEISS ACIDES, METAGRANITE ET ROCHE SURMICACEE ASSOCIEE, "GRANOPHYRES"

1. Métagranite

Le retrait des glaces des dernières décennies a dégagé en rive gauche du glacier de l'Arpont vers les altitudes 2850-2700 m (pl. E c), un affleurement d'une roche massive claire dont l'aspect granitique n'est que peu modifié par l'orientation des mouchetures micacées (pl. E d). C'est une roche dure et compacte, qui donne au front du glacier et dans la partie N du cirque de l'Arpont des galets de grande dimension et d'une abondance disproportionnée avec l'exiguïté de l'affleurement actuellement visible. L'affleurement doit se poursuivre vers le Sud sous le glacier, mais n'atteint certainement pas sa rive droite, car on ne rencontre plus de galets de cette roche à peu près au Sud du petit lac situé au front du glacier. Cette roche avait été notée en galets morainiques dans le cirque de l'Arpont par ELLENBERGER (1958a, p. 139) qui, sans en connaître l'affleurement, s'interrogeait sur la présence de ces gneiss à feldspath potassique et sur les liens possibles avec le phénomène "Sapey" du Permien de la zone houillère.

Associé à ce granite se trouve une mince veine à muscovite (analyse n° 767), quartz et feldspath. Les veines de quartz sont abondantes dans l'affleurement. La transition avec la roche encaissante se fait au maximum sur quelques mètres, par des gneiss plus fins et mieux foliés, puis par la roche surmicacée décrite ci-dessous. Il ne semble pas y avoir de phénomènes de contact sur les metabasites encaissantes.

La composition minéralogique modale de ces roches est par exemple la suivante (éch. n° 765a), avec la liste de tous les minéraux rencontrés dans ce type de roche :

quartz	57 %	carbonate	-
microcline + altéré	} 28	épidote	-
perthite		allanite	-
mica blanc	12	apatite	-
albite	2	zircon	<0.5
biotite verte	<0.5	sphène	-
chlorite	<0.5	rutile	-
stilpnomélane	-	minéraux opaques (hématite, pyrite)	<0.5

Comparés aux pourcentages d'oxydes obtenus à l'analyse de deux échantillons, ces pourcentages modaux montrent de légères différences : un excès de silice et un déficit en alumine et en soude. La roche est en fait plus riche en albite que ne l'avait montré l'analyse modale d'une lame mince.

Le grain est fin. Les plus grands cristaux sont ceux de feldspath potassique, qui ne dépassent pas 2,5 à 3 mm. Au microscope la structure foliée n'apparaît pas nettement.

Le quartz, d'extinction onduleuse, a des bords dentelés. Quelques grands cristaux sont entourés de mortier. Le feldspath potassique, parfois maculé Carlsbad ou d'aspect moiré, porte souvent une perthite en taches ; sa séricitisation est plus ou moins avancée. L'albite, parfois absente en dehors de la perthite, reste toujours peu abondante. Les minéraux phylliteux se rassemblent en amas où prédomine le mica blanc à légère nuance verdâtre (phengitique ?). La chlorite, très colorée, porte fréquemment soit des aiguilles de rutile, soit du sphène. La couleur de la biotite est d'un vert bronze foncé ou franchement brune, sans jamais de tonalité rouge ; elle se développe aux dépens de mica blanc. On voit ainsi une reconstitution métamorphique des biotites primitives du granite, d'abord remplacées par l'association mica blanc + chlorite + minéraux titanés, aux dépens de laquelle se reforme la biotite (pl. E e). Quand la biotite est particulièrement abondante on en voit de fins cristaux se développer aussi sur le feldspath potassique. Un diagramme X a confirmé qu'il s'agissait bien de biotite et non de stilpnomélane. Les cristaux automorphes de zircon sont constants et relativement abondants, de même qu'un peu de calcite interstitielle. Les autres minéraux accessoires ne se rencontrent pas dans toutes les sections. Ce sont de rares petites houppes de stilpnomélane brun, souvent voisines de feldspath potassique ou de chlorite, des rhomboèdres de carbonate ferrique, de rares grains d'allanite, des cristaux autoblastiques d'épidote situés dans les paquets phylliteux et de l'apatite.

2. Roche surmicacée

Au bord supérieur de son affleurement un niveau phylliteux très sombre, épais de 20 à 50 cm, sépare le métagranite des metabasites encaissantes. Beaucoup plus tendre que ces deux types de roche et facilement pulvérulent, il forme des creux longtemps enneigés et n'est ainsi entièrement visible que tard en saison. Sa composition minéralogique est par exemple (éch. n° 1161) :

biotite brune	50	quartz	2
carbonate	17	rutile	0.5
mica blanc	12	apatite	<0.5
albite	8	stilpnomélane	-
hématite	7	sphène	-
chlorite	2	zircon	-

Le grain est plutôt fin : en moyenne de 100 à 300 μ , les plus grands micas atteignant 500 μ . Une intense déformation de crénulation affecte la roche, où *mica blanc* et biotite sont intimement mêlés. Le premier n'a pas la nuance verdâtre propre aux phengites. La *biotite* est brun modéré très légèrement rougeâtre, passant rarement à de la *chlorite*. Quelques *albite* xénoblastiques et poeciloblastiques, très peu de *quartz* et des *carbonates* peut-être dolomitiques forment les minces lits leucocrates. Le *rutile* est exprimé en quelques belles aiguilles, l'abondante souligne le clivage de crénulation.

Il n'y a pas de *stilpnomélane* dans ce premier échantillon, mais une autre section en montre, associé à de la *chlorite* et de la *biotite*. Ici la biotite est vert bronze et le *sphène* autoblastique très abondant, ainsi que l'*apatite*.

3. Orthogneiss acides interstratifiés, "granophyres"

Alternant avec les lits de metabasites qui seront décrits ci-dessous, se trouvent dans le massif de Chasseforêt quelques niveaux clairs peu épais (0,50 à 1,50 m environ) d'aspect gneissique, à foliation nette. On en rencontre près du point 2897 (sous l'extrémité SE du glacier de Chasseforêt), le long de l'émissaire du petit lac au front du glacier de l'Arpont et un peu au S de ce point, au niveau mis à nu par le retrait des glaciers, sur plusieurs centaines de mètres carrés. Il y en aurait aussi vers l'altitude 2600 m sous le point coté 2741 (ELLENBERGER, 1958, p. 140).

La composition minéralogique est la même que celle du métagranite décrit ci-dessus, avec grands *feldspaths potassiques* parfois perthitiques et séricitisés, *biotite verte* formée aux dépens du *mica blanc* et *zircon* automorphe abondant. Il s'y ajoute parfois une *amphibole bleue* relativement ferrifère (pléochroïsme intense, angle d'extinction faible, biréfringence faible et polarisation anormale) ou des fantômes chloritisés d'*amphibole*. La foliation accentuée, favorisée par une plus grande quantité de micas, différencie aussi ces roches interstratifiées du métagranite.

L'aspect microscopique des "granophyres" de Vanoise septentrionale (à Villaroger, au-dessus des Arcs ; voir ELLENBERGER, 1958a, p. 110) est un peu différent par suite de la présence abondante de *micropegmatite* et par l'orientation des petits *quartz* dentelés parallèlement à la foliation. Il s'y trouve de la *chlorite* très colorée, partiellement oxydée et beaucoup de *zircon*. ELLENBERGER ne donne pas de détails sur les relations avec les roches voisines dans ce "granophyre" qui n'a été revu qu'en éboulis. Une origine éruptive semble très possible pour ce type de roche que l'on connaît aussi dans la zone du Grand-Saint-Bernard plus au Nord (CABY, 1968).

On trouve dans la vallée de Champagny, le long de la route de la Glière à la hauteur de la Louza, une roche felsique où deux litages fins sont obliques l'un sur l'autre. La composition minéralogique modale de cette roche est la suivante ; la quantité de titane exprimé par le *sphène* permet probablement de conclure à une origine magmatique (n° 495).

quartz	63	sphène	2
mica blanc	22	chlorite	0,5
épidote s.l.	7	apatite	<0,5
albite	5		

Le *quartz* forme de grands cristaux à extinction onduleuse, entourés de mortier et de nombreux petits cristaux isogranulaires. Le *mica blanc* est en fines lamelles mêlées au *quartz*, disposées en lits suivant deux plans obliques l'un par rapport à l'autre. L'*albite*, en grands cristaux maclés suivant la loi de l'albite ou albite-péricline, porte quelques fins micas blancs. L'*épidote* (pistacite, clinozoïsite et allanite) est disséminée en grains uni ou pluricristallins. Le *sphène* est automorphe. La *chlorite* est très fine et mêlée au *mica blanc*.

METABASITES

Description macroscopique

Les *glaucophanites* sont des roches bleu foncé très massives malgré l'orientation des aiguilles d'*amphibole*. Elles sont très souvent parsemées de grenats roses, ou presque blancs par altération superficielle (que l'on peut alors confondre avec des ocelles d'albite), atteignant 4 à 5 mm dans certains échantillons, autour desquels se voit parfois une auréole verte. Souvent très pures, les *glaucophanites* alternent, en un fin rubanement, avec des lits à *épidote*. Dans la masse des *glaucophanites* s'insèrent parfois des lits de *micaschistes*, le plus souvent à aiguilles d'*amphiboles* bleues.

Les *ovardites* peuvent être tout aussi massives que les *glaucophanites* ou se montrer schisteuses. Ce sont des roches d'un vert plus ou moins sombre, où l'albite peut former des ocelles peu à très abondants et que l'*épidote* peut tacheter de vert pistache.

Souvent les lits d'*ovardite* alternent avec des lits de *gneiss leucocrate* très clair, l'ensemble évoquant les alternances des *amphibolites* et autres roches rubanées. Des grenats sont fréquents dans ces niveaux clairs, dont quelques échantillons ont des plans de foliation tachetés de *stilpnomélane*.

Dans certaines roches une texture magmatique s'identifie encore plus ou moins facilement. Leur aspect est très variable suivant l'état d'altération de leurs minéraux, où la saussuritisation des plagioclases et la transformation des minéraux mafiques en *amphiboles* ou en *chlorite* jouent leur rôle.

Composition minéralogique

La composition minéralogique des metabasites est déterminée par plusieurs paragenèses successives. Une partie des minéraux sont figurés dans le diagramme tétraédrique $\text{Na}_2\text{O} - \text{R}_2\text{O}_3 - \text{CaO} - \text{RO}$ (fig. 50). En toute rigueur il faudrait ajouter SiO_2 à ce diagramme, car dans certaines de ces metabasites SiO_2 n'est pas un constituant en excès. Les minéraux suivants peuvent être présents : qz-ab-hb. verte-amph incolore-glauc s.l.-amph bl v-mica blanc-bi v-stilp-chl-ép s.l.-cc et autres carbonates-sph, leucoxène, ru-hé-ilm et autres minéraux opaques-tour-ap-allanite-zi.

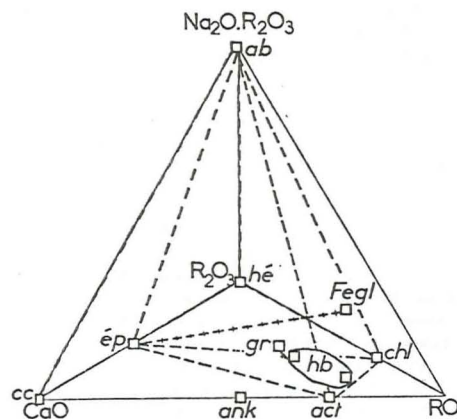
Fig. 50. - Vanoise : associations minérales dans les metabasites.

$R_2O_3 = (Al, Fe)_2O_3$; $RO = (Fe, Mg, Mn)O$.

Position du grenat, de la chlorite et du ferroglaucophane d'après des minéraux de Vanoise analysés ; position des autres minéraux d'après leur composition théorique ; pour la hornblende verte et les amphiboles bleu vert un champ a été indiqué.

Les lignes de liaison ne sont tracées qu'entre les minéraux qui ont certainement été en équilibre (3 paragenèses : tirets à barbu-les, tirets barrés et tirets). Le grenat + hornblende verte appartient à une paragenèse antérieure.

On lit facilement les réactions :
 $gr \rightarrow ép + chl + hé$; $fegl \rightarrow ab + chl + hé$. Une autre réaction peut être : $fegl + ép \rightarrow am + ab + chl + hé$.



Pl. E. a. Aspect général de la structure d'un micaschiste à grenat et glaucophane s.l. du socle de Vanoise (cf. fig. 98). Mica blanc et glaucophane s.l. sont antérieurs à une deuxième foliation avec mica blanc. Termignon, gorges du Doron. Ech. n° 349a. Lum. nat.

b. Grenat altéré et entouré de petits prismes d'épidote disposés perpendiculairement à la bordure du grenat. Les inclusions dessinant la structure intérieure (en boule de neige) du grenat sont surtout titanées. Glaucophanite à grain fin, à grenat relique, amphibole bleu vert et épidote du socle de Vanoise. Termignon, front du glacier de l'Arpont. Ech. n° 1163. Lum. nat.

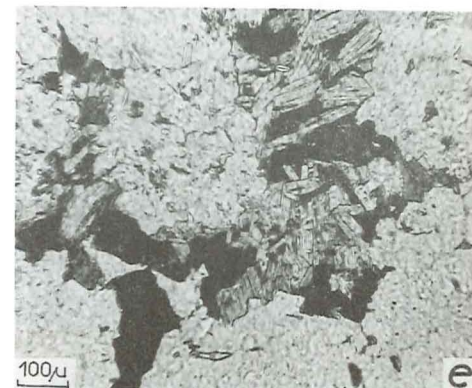
c. Vanoise méridionale : rive gauche (N) du glacier de l'Arpont et sommet de Chasseforêt (en haut à droite) vus depuis le front du glacier de l'Arpont. La ligne en tirets sépare l'affleurement du métagranite (en bas) des metabasites (en haut).

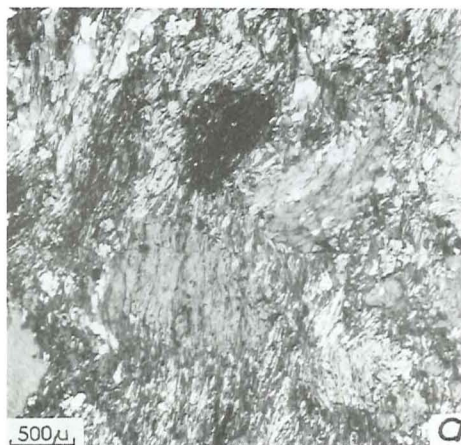
d. Affleurement de métagranite. Les mouchetures sombres sont faites de mica blanc et de biotite verte. Les stries horizontales sont glaciaires. Termignon, rive gauche du glacier de l'Arpont.

e. Agrégat de mica blanc (clair) et de biotite verte (gris ou noir) dans le métagranite. Les grandes plages claires sont de quartz ou de feldspath potassique. Termignon, rive gauche du glacier de l'Arpont. Ech. n° 325b. Lum. nat.

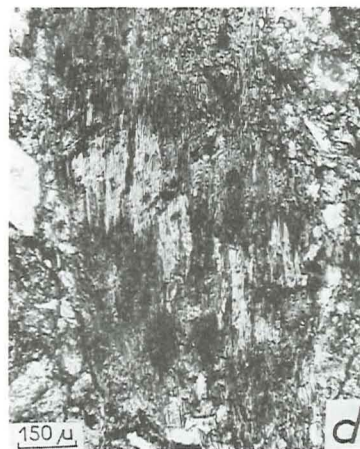


pl. E





pl. F



Description microscopique

Les différents faciès pétrographiques montrent toute une gamme de transition les uns avec les autres. Les transformations tendent vers un faciès de convergence, celui des ovardites. Les reliques sont soit minérales (grenat, puis amphibole bleue, etc.), soit structurales (rubanement, structure ophitique, etc.).

1. Glaucophanites

La structure est nématoblastique et très orientée. Le grain moyen varie entre 10-15 μ et 200-600 μ environ. L'association minérale est polyphasée et comprend par exemple les proportions suivantes :

	éch. 680	éch. 781		éch. 680	éch. 781
amphibole bleue	73 %	32 %	minéraux opaques	<1	<0.5
sphène + ilménite	8	7	? amphibole verte	-	-
épidotes	6	17	amphibole bleu vert	-	3
chlorite	5	9	stilpnomélane	-	0.5
grenat	4	3	biotite verte	-	4
albite	2	16	rutile	-	<0.5
calcite	<1	-	zoisite	-	-
quartz	<1	6	mica blanc	-	2
apatite	<1	0.5			

Ech. n° 680 : Termignon, rive droite de l'émissaire du Pelve

Ech. n° 781 : Termignon, près du lac du ruisseau des Gorges

L'amphibole bleue, bien orientée, parfois zonée, a une couleur en général très pâle. La biréfringence est relativement forte et le plan des axes optiques est parallèle à 010. L'analyse d'un échantillon mal purifié (n° 923) a montré une composition possible de ferroglaucophane. Souvent intacte, elle peut aussi s'altérer en chlorite et/ou en amphibole bleu vert et en biotite

Pl. F. a. Facies caractéristique xénoblastique des poeciloblastes d'albite dans une ovardite micacée du socle de Vanoise. Termignon, versant E de Chasseforêt. Ech. n° 780. Lum. an.

b. Amas de chloritoïde remplaçant un ancien cristal (maclé en croix ?) de staurotide dans un mica-schiste à grenat et chloritoïde du massif du Rutor. Les grenats morcelés et corrodés sont séparés du chloritoïde par un liséré de mica blanc. Moraine E du glacier du Rutor. Ech. n° 1261. Lum. nat.

c. Disthène (au centre gauche) et grenat (en bas à droite) dans un mica-schiste à deux micas du Rutor. Le disthène, altéré en fin mica blanc, et le grenat corrodé sont antérieurs à la foliation dessinée par la biotite brune. Moraine E du glacier du Rutor (sous le Flambeau). Ech. n° 1262. Lum. nat.

d. Amphibole bleue altérée en amphibole bleu vert, en biotite verte et en chlorite dans une metabasite rubanée du Rutor. Moraine de l'Avernet. Ech. n° 1041. Lum. nat.

verte. Le *grenat* constitue une relique par rapport à tous les minéraux. Souvent profondément altéré en épidote, il s'entoure d'un halo d'étirement où cristallisent préférentiellement l'amphibole et l'albite, ou la chlorite et la calcite. Ailleurs des prismes d'épidote l'entourent, disposés perpendiculairement à ses bords (pl. E b). L'amphibole bleu vert forme parfois une auréole kelyphitique. Il peut aussi être morcelé, avec une chlorite abondante, noyant ses fragments. Sa structure est souvent en boule de neige, soulignée par de fins produits titanés. Il peut être englobé par l'amphibole bleue (pl. B c). L'analyse d'un échantillon (n° 680) a été effectuée par voie humide et la variation de son chimisme étudiée par microsonde : c'est un almandin (50 à 65 %) riche en grossulaire (27 à 30 %).

La *chlorite* est parfois le seul produit de transformation de l'amphibole bleue. C'est une ripidolite dans un échantillon analysé (n° 680). Souvent l'altération se fait par une *amphibole bleu vert* dont la coloration est particulièrement soutenue à proximité d'un autre minéral calcique tel que l'épidote, le grenat ou la calcite. Son angle d'extinction est d'environ 12-14°. Cette seconde amphibole est souvent accompagnée, dans la paragenèse, de *biotite* vert bronze de taille toujours restreinte. Le *sphène*, toujours très abondant et disposé dans la foliation, forme parfois des cristaux jusqu'à 1,2 mm. L'*épidote* (pistacite, moins souvent clinozoïsite) forme de petits cristaux plus ou moins abondants, disséminés parmi les amphiboles et la chlorite, et quelques amas de cristaux enchevêtrés qui semblent remplacer quelque autre minéral (grenat ?). La quantité d'*albite* paraît en relation avec celle de chlorite. Elle est poecilitique, englobant tous les minéraux à l'exclusion, semble-t-il, de la biotite verte. Le *mica blanc* n'apparaît que dans certains échantillons qui marquent la transition vers les faciès micaschisteux interstratifiés des roches glaucophanites massives. Le *stilpnomélane* n'apparaît que dans les roches où il y a du mica blanc. Ses houppes brunes sont toujours peu abondantes. *Quartz*, *calcite*, *apatite*, *hématite* et autres minéraux opaques sont en quantités très faibles.

Ces roches présentent en général une structure simple, dominée par la foliation que n'affectent que rarement quelques larges replis.

Lorsque l'altération des glaucophanites prend des proportions importantes, on passe à des ovardites + riches en épidote, en passant par un stade de glaucophanites à chlorite et albite. A l'intérieur des bancs l'amphibole bleue existe encore souvent, alors qu'à leurs bordures la chloritisation est complète.

2. Prasinites à glaucophane

Les termes de prasinite et d'ovardite sont pris au sens de NOVARESE (1895a) : roches respectivement à ab-amph-ép+chl et à ab-chl-ép+amph. où l'albite est poeciloblastique ; et non au sens de JUNG (1958), pour qui l'ovardite serait une roche non calcique à ab-chl, sans épidote parmi les porphyroblastes, et pour qui la prasinite *s.str.* comporterait ab-ép-amph-chl.

Les roches appelées ici prasinites à glaucophane sont de couleur vert sombre et comportent des cristaux disséminés trapus d'amphibole bleue. En dehors de ces cristaux, elles sont semblables aux ovardites avec lesquelles les transitions s'effectuent sur quelques décimètres. Les ocelles d'albite restent microscopiques ou vont jusqu'à atteindre 2-3 mm. Ces prasinites à glaucophane peuvent montrer un rubanement centimétrique ou décimétrique avec des micaschistes

ou des gneiss albitiques clairs. La composition minéralogique est la suivante :

	éch. 748	éch. 447		éch. 748	éch. 447
amphibole bleue	37 %	16 %	amphibole bleu vert	<0.5	<0.5
albite	23	} 45	calcite	<0.5	7
quartz	-		apatite	<0.5	<0.5
chlorite	20	1	hématite	-	<0.5
épidotes	11	29	biotite verte	-	<0.5
sphène, leucoxène	7	1	grenat	-	-
mica blanc	1	-	allanite	-	-

Ech. n° 748 : Termignon, éboulis sous le point 3052

Ech. n° 447 : Peisey-Nancroix, moraine du Mont Pourri

L'*albite* a l'aspect habituel qu'elle prend dans les prasinites et les ovardites, en grandes balles tout à fait xénoblastiques. Elle englobe tous les autres minéraux (sauf la biotite verte ?) et n'est que rarement maclée. La *chlorite*, bien colorée, polarise dans les bruns violacés ou verdâtres kaki, plus rarement dans un bleu violacé ; l'extinction parallèlement au clivage est négative, plus rarement positive (types 2 ou 4) ; elle noie l'*amphibole bleue* qui forme de grands cristaux atteignant parfois 2-3 mm. Le plan des axes optiques de l'amphibole bleue est parallèle à 010 ; la biréfringence et l'angle d'extinction sont relativement élevés. Elle est parfois légèrement zonée. A l'intérieur de l'amphibole bleue peuvent se distinguer de nombreux petits grains de sphène ou aussi un peu de calcite ; on peut interpréter calcite et sphène par comparaison avec d'autres roches moins transformées, comme étant les résidus d'une amphibole calcique antérieure.

L'*épidote* (pistacite, plus rarement clinozoïsite) se concentre souvent en lits. Elle englobe parfois l'amphibole bleue. Dans les échantillons à grenat elle est peu abondante. De même que la *biotite verte*, l'*amphibole bleu vert* est rare. Elle altère l'amphibole bleue ; son angle d'extinction est d'environ 15°. Le *mica blanc*, souvent totalement absent, se cantonne sinon dans certaines zones des échantillons. Le *sphène* est abondant, parfois très transformé en leucoxène. La *calcite*, xénoblastique, est de répartition capricieuse. L'*apatite* ne manque jamais, ainsi que les minéraux opaques (*hématite*). Lorsqu'il est présent, le *quartz* forme des lits clairs mêlés d'un peu d'épidote et d'amphibole, ou bien se trouve inclus dans l'albite. Les reliques de *grenat* morcelé sont rares.

3. Ovardites

De fréquentes reliques d'amphibole bleue font reconnaître dans les ovardites d'anciennes glaucophanites ou d'anciennes prasinites à glaucophane. La présence d'amphibole bleu vert en trop faible quantité ne permet pas de les qualifier de prasinitiques. Elles alternent souvent avec des gneiss albitiques clairs à la manière d'amphibolites rubanées. Les différents lits sont d'épaisseur très variable, de quelques millimètres ou centimètres à près d'un mètre, de même que la proportion relative entre lits clairs et mafiques. Par la présence plus ou moins abondante de mica blanc et/ou biotite, certains échantillons tendent vers un pôle micaschisteux.

La composition minéralogique est par exemple la suivante :

	éch. 763	éch. 444	éch. 679	éch. 496
albite	37 (env. 9/10)	47 (env. 1/3)	16	54 (env. 2/3)
quartz	(env. 1/10)	(env. 2/3)	14	(env. 1/3)
chlorite	25	23	23	19
biotite verte, rarement brune	14	-	4	-
mica blanc	8	<0.5	<0.5	<0.5
sphène + ilménite	8	1	6	3
hématite	2	0.5	1	-
épidote	2	27	25	14
amphibole bleue + altérée	1	<0.5	4	-
calcite, carbonates	1	-	<0.5	<0.5
apatite	<0.5	<0.5	<0.5	<0.5
grenat	<0.5	-	<0.5	<0.5
amphibole bleu vert	-	-	6	10
stilpnomélane	-	-	-	-
rutile	-	-	-	-
tourmaline	-	-	-	-

Ech. n° 763 : Termignon, cirque de l'Arpont

Ech. n° 444 : Peisey-Nancroix, moraine du Mont Pourri

Ech. n° 679 : Termignon, front du glacier du Pelve, rive droite

Ech. n° 496 : La Savinaz, cirque de la Martin

Les proportions exactes d'albite et de quartz étant difficiles à déterminer lors du comptage de points, le pourcentage total est donné, avec une estimation des teneurs de chacun.

La structure lépido-poeciloblastique est déterminée par l'orientation des minéraux phylliteux et par l'allure de l'albite. Dans certains échantillons il existe deux foliations, la première où ont cristallisé les micas blancs, l'amphibole bleu vert et le sphène, la seconde portant la chlorite.

L'albite forme des balles rondes à macles rares, les ocelles visibles sur l'échantillon, qui englobent tous les autres minéraux sauf apparemment la biotite verte (Pl. F a). La chlorite a les mêmes caractères optiques que dans les prasinites à glaucophane décrites ci-dessus. Dans certains échantillons un mica blanc légèrement verdâtre en lumière naturelle peut relayer partiellement la chlorite. La biotite est d'une couleur vert bronze, rarement brun moyen ; lorsqu'elle est présente elle se mêle à la chlorite avec laquelle elle ne montre pas de limite franche. Des diagrammes X effectués sur l'ensemble des phases phylliteuses n'ont pas montré la raie à $2\theta \approx 12^\circ$ du stilpnomélane, ce qui a confirmé la nature biotitique de ce minéral vert. Le quartz est en proportion extrêmement variable. Lorsqu'il est abondant, il forme des lits de petits cristaux qui, en s'épaississant et se chargeant d'albite et d'autres minéraux, aboutissent à former des gneiss albitiques décrits ci-dessous.

L'amphibole vert bleuté est mêlée à la chlorite, mais souvent ne se trouve qu'englobée dans l'albite, avec des teintes de pléochroïsme très pâles. Son angle d'extinction varie de 15 à 22° , en liaison avec l'intensité de sa coloration, semble-t-il. L'épidote (pistacite ou clinozoïsite) est de taille variable, parfois zonée. Elle constitue des prismes automorphes ou non et parfois s'agglomère en grands globules bien visibles sur l'échantillon. Le sphène forme un semis d'abondants cristaux autoblastiques parfois très grands et à cœur d'ilménite, disposés suivant la foliation. Le rutile apparaît parfois en

petites aiguilles. La calcite est interstitielle, amiboïde ou bien incluse dans l'albite. Des carbonates ferri-fères (ankérite) se voient rarement. Quelques grands cristaux d'apatite sont fréquents.

Parmi les minéraux reliques, qui ne sont pas disposés dans la foliation mais qui ont parfois subi une rotation, se trouvent une amphibole bleue souvent assez pâle, aux bordures altérées en chl+ab+bi v, de rares grenats morcelés, altérés surtout en chlorite ou gainés d'épidote, où des inclusions en couronne pourraient souligner une zonation, et de grands prismes allongés de zoïsite souvent fragmentés. De telles reliques ne sont souvent à trouver qu'en inclus dans l'albite.

Le litage peut montrer des microplis qui scellent l'albite où leur trace est conservée en un semis opaque. Toutefois la déformation a dû se poursuivre après la fin de la cristallisation de l'albite, car les microplis sont plus serrés en dehors de l'albite, dont l'extinction par ailleurs se fait de manière onduleuse.

4. Epidotites

Dans le massif de Chasseforêt, au front et en rive gauche du glacier de l'Arpont (notamment à l'altitude de 2930 m environ), on trouve dans les roches rubanées des nodules ou des lits discontinus vert pistache d'épaisseur décimétrique, d'épidotite massive. L'examen des affleurements montre qu'il s'agit très probablement de lits affectés d'un intense boudinage.

En lame mince cette roche apparaît formée de pistacite autoblastique et cristaux jointifs, d'un peu de chlorite très verte et de sphène xénoblastique relativement abondant. Des veinules comportent de la calcite avec un peu de chlorite, de mica blanc, de quartz, d'albite maclée et d'albite.

La roche encaissante est, en bordure de ces nodules et lits, une ovar-dite à amphibole bleu vert, riche en petites épidotes.

5. Faciès albitico-gneissique

Les ovar-dites et prasinites, plus rarement les glaucophanites, alternent avec des lits clairs de gneiss albitiques avec lesquels elles forment des "métabasites rubanées". Le contact entre les deux faciès s'effectue de manière tranchée sur moins d'un millimètre. La composition minéralogique modale de ces faciès est par exemple la suivante (tous les minéraux rencontrés dans ces faciès sont cités) :

	éch. 770	éch. 747	éch. 329
albite	44 %	41 %	19 %
quartz	37	12	22
mica blanc	15	0.5	37
chlorite	3	19	9
calcite, carbonates Fe	1	-	1
sphène + rutile	<0.5	5	<0.5
apatite	<0.5	<0.5	<0.5

minéraux opaques (hématite)	<0.5	<0.5	-
stilpnomélane	-	-	-
amphibole bleue	-	<0.5	10
amphibole bleu vert	-	-	-
biotite verte	-	-	-
épidote	-	15	-
grenat	-	6	<0.5
allanite	-	-	-
zircon	-	-	-
feldspath potassique	-	-	-

Ech. n° 770 : Termignon, rive gauche du glacier de l'Arpont

Ech. n° 747 : Termignon, N du cirque de l'Arpont

Ech. n° 329 : Termignon, glacier de l'Arpont

Le quartz, l'albite, le mica blanc et un peu de calcite forment le fond leucocrate, le premier en cristaux automorphes subisogranulaires, à points triples fréquents ; la seconde plus grande, rarement maclée et renfermant de nombreuses inclusions. Le mica blanc, est souvent peu abondant ; il se trouve dans l'albite ou près du grenat, ou encore forme une sorte de feutrage en lits où se concentre l'épidote ; il a une légère coloration verdâtre. Des replis intrafoliaux sont quelquefois visibles. Les xénoblastes de calcite sont interstitiels. L'épidote (pistacite surtout) forme des granules parfois nombreux et zonés, légèrement jaunâtres en lumière naturelle. Le stilpnomélane forme quelques belles lamelles ou de petites gerbes (pl. G d) ; il peut être englobé dans les poeciloblastes d'albite, avoisiner les épidotes et se loger dans les cassures du grenat. Des inclusions concentriques évoquent dans le grenat une zonation possible. Il peut aussi s'altérer en chlorite et montrer une structure en atoll, dont le centre est occupé soit par de l'albite, soit parfois par de la chlorite. L'amphibole bleu vert se trouve dans les cassures du grenat ou entoure le glaucophane ; souvent on ne la trouve que dans l'albite. Son angle d'extinction Z Ac est d'environ 24°. Quelques feldspaths potassiques se découvrent parfois, dans des échantillons qui forment ainsi une transition avec les gneiss acides interstratifiés décrits plus haut. Grenat, amphiboles, chlorite et biotite vert bronze sont toujours très peu abondants, car ils se concentrent plutôt dans les lits sombres des roches rubanées. L'amphibole bleue ne subsiste souvent qu'en fantômes faits d'un semis de fins granules de chlorite et d'albite. La chlorite est fortement colorée, à polarisation dans les bleus violacés et l'extinction est positive parallèlement au clivage (type 4). Le sphène est toujours présent, autoblastique et englobe parfois un coeur très sombre qui peut être du rutile. L'apatite, une rare allanite parfois entourée de pistacite, quelques grains automorphes de zircon, des carbonates ferri-fères cariés forment des minéraux accessoires.

6. Métabasites à texture magmatique partiellement conservée

Une roche de la Sauvire, en Vanoise septentrionale, à Champagny-Laisonnay, a été minutieusement décrite par ELLENBERGER (1958a, p. 120 et 381). C'est chimiquement un gabbro ou une gabbro-diorite, mais la texture a pu être doléritique ophitique à l'origine. Cette roche montre des transformations complexes allant de la hornblende verte à l'amphibole bleue, puis à la chlorite + albite et au stilpnomélane. Le même auteur cite (p. 119-121 et 139) dans le massif du Mont Pourri - Bellecôte et dans celui de Chasseforêt, plusieurs roches doléritiques et gabbroïques caractérisées par la présence de hornblende verte et de plagioclases albitisés ou saussuritisés.

Les échantillons de Vanoise septentrionale sont le plus souvent riches en quartz, à l'encontre de ceux de Vanoise méridionale. Une foliation est toujours visible sur ces roches où les amphiboles vertes, d'une taille de moins d'1 mm à 2-3 mm, forment généralement les seuls minéraux identifiables sur l'échantillon. La composition minéralogique modale est par exemple la suivante :

	éch. 594	éch. 1164		éch. 594	éch. 1164
quartz	28 %	4 %	calcite	2	<0.5
amphiboles (vertes, vert bleu ou incolores)	27	33	ilménite	1	-
albite	12	4	mica blanc	<0.5	1
chlorite	12	7	apatite	<0.5	-
zoisite et épidotes	11	46	glaucophane s.l.	-	-
sphène	6	5	biotite verte	-	-
			stilpnomélane	-	-

Ech. n° 594 : Champagny, la Sauvire, méta-gabbro-diorite quartzique

Ech. n° 1164 : Termignon, méta-diorite

Le chimisme calculé à partir de la composition modale ou obtenu à l'analyse est généralement celui de gabbro ou diorite, parfois quartzique.

Une ancienne structure doléritique intersertale grossière est indiquée par les relations entre les amphiboles vertes et des prismes (anciens plagioclases) faits actuellement de fines épidotes, chlorite, albite + calcite. Ailleurs l'aspect des amas d'épidote, remplaçant très probablement des plagioclases anciens, évoque une structure où le plagioclase aurait rempli les interstices entre des pyroxènes actuellement ouralitisés.

Le litage indiqué par le quartz et l'épidote et, parfois, par un fin rubanement de la roche, n'intéresse pas les grandes amphiboles vertes qui ne montrent pas d'orientation, à l'encontre des fines amphiboles presque incolores. La différence de taille entre les amphiboles vertes et le reste des minéraux montre aussi qu'elles font partie d'une autre paragenèse.

Les amphiboles sont de plusieurs sortes. Dans l'ordre chronologique des cristallisations on voit :

- de grandes amphiboles vert moyen, où Z Ac = 25 à 30°, parfois entourées d'amphibole vert bleuté,
- parfois une amphibole bleue, enfermant en son centre de la calcite et des produits titanés ; le plan des axes optiques est // 010 dans des cristaux très pâles de Vanoise méridionale, mais ⊥ 010 en Vanoise septentrionale, notamment à la Sauvire, où le pléochroïsme est d'un bleu plus intense, cela y indiquant une teneur en Fe (Fe²⁺ ?) plus élevée ; des inclusions de calcite et de produits titanés s'interprètent comme l'héritage du minéral mafique antérieur (amphibole, pyroxène),
- parfois une amphibole d'un bleu soutenu un peu verdâtre, située en bordure des amphiboles bleues,
- de minces aiguilles d'amphibole presque incolore à angle d'extinction Z Ac d'environ 15°, en feutrage : leur nature est vraisemblablement actino-trémolitique.

Les proportions de ces diverses amphiboles varient d'un échantillon à l'autre.

Le quartz, là où il est présent, constitue des lits de petits cristaux autoblastiques parsemés d'épidote peu ferri-fère ; on trouve de grands cristaux

de *zoisite* troubles en lumière naturelle, en cours de remplacement par de petits cristaux limpides à polarisation anormale ; ailleurs l'extinction oblique et des teintes de polarisation plus vives indiquent une teneur en fer plus grande. L'*albite* forme de grands cristaux maclés jamais abondants. L'*ilménite*, entourée de *sphène* + *leucoxène*, peut être très abondante. Quelques amas de *mica blanc* s'associent parfois au quartz. La *chlorite* altère l'amphibole bleue, l'amphibole bleu vert ou directement l'amphibole verte. Elle polarise alors dans les bleus ou bruns et l'extinction se fait parallèlement au clivage (type 4). On y découvre parfois un peu de *biotite verte*. La chlorite se trouve aussi parfois dans le fond lité, mêlée à du mica blanc ; sa polarisation se fait alors dans les gris, avec une extinction négative parallèlement au clivage (type 1). Dans quelques échantillons du *stilpnomélane* relativement abondant entoure l'amphibole bleue et se mêle à la chlorite, à l'épidote ou au quartz. Un échantillon de Bellecôte en Vanoise septentrionale montre une veinule à quartz et chlorite se transformer en quartz et stilpnomélane en traversant les cristaux d'amphibole verte (pl. G b). L'*apatite* est accessoire. La *calcite* forme de grandes plages, parfois des veinules. De la *pumpellyite* a été citée dans ces roches par GUITARD et SALIOT (1971).

7. Chloritite

Dans l'éboulis de la Sauvire, parmi les différents échantillons des roches à chimisme gabbro-dioritique décrits ci-dessus, se rencontre une roche massive d'aspect serpentineux où l'altération de minéral de cuivre donne un enduit malachitique. En lame mince elle apparaît formée d'un feutrage orienté de minéraux phylliteux d'un vert très pâle polarisant dans les gris, dont l'extinction est négative parallèlement au clivage. Il ne s'agit pas de serpentine, mais de chlorite magnésienne, comme le prouve l'examen aux RX. Cette chloritite à l'aspect de serpentine a une structure microscopique différente des chloritites en veines décrites plus haut, mais analogue à celle des serpentinites. Il n'est pas exclu qu'elle en représente l'altération. Cet échantillon correspond peut-être à la serpentinite mentionnée à cet endroit par ELLENBERGER (1958a, p. 122).

Répartition des différents faciès lithologiques

Les micaschistes à grenat ont leur plus grand développement dans le massif de Chasseforêt. Les grenats sont bien conservés sur le versant est, en particulier dans les falaises surplombant le Doron de Termignon. En Vanoise septentrionale on ne trouve plus que de rares reliques de grenat (par exemple dans la région de Roche de Mio et dans le val Laisonnay, au N de la vallée de Champagny).

La plus grande partie de ces micaschistes à grenat et certains micaschistes à glaucophane forment ce qu'ELLENBERGER avait appelé les "micaschistes de l'Arpont".

Les micaschistes à glaucophane sont distribués surtout dans le massif de Chasseforêt, sur les versants Termignon, Pralognan, Aussois et sur le sommet

de Chasseforêt lui-même. De belles aiguilles d'amphibole bleue se rencontrent en de nombreux points qu'il serait trop long d'énumérer. En Vanoise septentrionale ce faciès de micaschistes à glaucophane est rare. Par contre on y trouve beaucoup de micaschistes plus ou moins feldspathiques et chloriteux, que ce soit dans les vallées de Champagny, de Peisey-Nancroix ou de l'Isère. Ces faciès ne manquent pas non plus en Vanoise méridionale, par exemple en contre-bas et à l'Est du glacier de Chasseforêt, sur les Dômes de Chasseforêt et de l'Arpont, dans les parties hautes des cirques au-dessus de Pralognan, etc.

Les gisements des roches felsiques ont déjà été mentionnés plus haut. Ce sont le métagranite de la rive gauche du glacier de l'Arpont, les gneiss à feldspath potassique de la région du glacier et du cirque de l'Arpont, le "granophyre" de Villaroger et la roche calco-alcaline de Champagny. Il est probable qu'il en existe d'autres affleurements encore.

Les metabasites forment des affleurements très étendus. Les glaucophanites se rencontrent surtout sur le versant oriental de Chasseforêt (au front du glacier de l'Arpont, en bordure de ceux de Chasseforêt et du Pelve, aux environs de la Ferrière et de Montafia, etc.), mais aussi dans le massif du Mont Pourri [notamment dans le versant N du Dôme de la Sache], où elles sont cependant beaucoup plus rares. Les prasinites à glaucophane ont une distribution semblable. En Vanoise septentrionale il s'en trouve notamment dans les moraines des glaciers du Mont Pourri (glacier du Mont Pourri lui-même, glacier de Savine, etc.).

Les roches ovarditiques ont une très vaste distribution. Comme elles constituent souvent le terme de l'évolution de glaucophanites et des prasinites, elles ont des gisements analogues : dans tout le massif de Chasseforêt, sur ses versants de Pralognan, d'Aussois et de Termignon ; en Vanoise septentrionale, au Mont Pourri, à Bellecôte, à Val d'Isère (sous la Roche des Fours), en rive droite de l'Isère sur la petite route du Monal (avec du grenat et de la biotite verte). Les roches rubanées qu'elles peuvent former avec les faciès clairs albitogneissiques se rencontrent aussi dans les deux parties de la Vanoise.

Les metabasites à texture magmatique partiellement conservée, à amphibole verte, semblent plus répandues en Vanoise septentrionale (N de la Sauvire, arête des Côtes Vertes, massif de Bellecôte). En Vanoise méridionale le principal affleurement se trouve sur le versant E, vers le haut des glaciers.

Il ne faut pas oublier que de nombreuses transitions existent entre ces différents faciès, transitions dues au degré d'évolution des transformations métamorphiques ou bien à des variations originelles de la lithologie. Par ailleurs les transformations métamorphiques ont mené à des faciès de convergence : par exemple certaines ovardites d'origine ortho ne se différencieront de certains chloritoschistes à albite ocellaire que par la rareté ou l'absence de tout minéral titané dans les seconds.

AMBIN

La série lithologique du massif d'Ambin est très proche de celle de Vanoise méridionale. On trouve dans le groupe de la Clarea la même série micaschisteuse à niveaux de metabasites, où toutefois ne sont pas signalés de méta-granite ni de gneiss à feldspath potassique. Le groupe d'Ambin correspond, avec des variantes, aux micaschistes + quartzitiques et métaconglomérats du Paléozoïque supérieur de Vanoise.

Les faciès métamorphiques sont qualitativement et quantitativement à peu près identiques, avec anciens grenats et hornblende verte, jadéite relique, amphiboles bleues (cf. pl. B e), puis bleu vert et rutile transformé en sphène. Les différences résident d'une part dans la fréquence du chloritoïde (pl. G a), frais ou se transformant en chlorite et mica blanc, d'autre part dans la présence de biotite brune dont on peut suivre les stades de transformation en amphibole bleue. Il existe même un gneiss schisteux à deux micas dont le gissement (vallon d'Ambin, saut de l'Ouille) constitue une méga-relique par rapport au métamorphisme alpin. La biotite y est à ce point fraîche qu'elle fut considérée comme indéniablement alpine par ELLENBERGER (1958a, p. 150). L'amphibole bleue qui est rare dans cette roche participe à l'altération du grenat et à celle, à peine débutante, de la biotite brune. Des datations radiométriques ont prouvé l'âge anté-alpin des phases micacées de cette roche (GAY et VIALETTE, 1974 : BOCQUET *et al.*, 1974). Dans Ambin les foliations antérieures à la cristallisation du glaucophane semblent souvent subsister et les minéraux paraissent, en moyenne, de plus grande taille qu'en Vanoise. Ces deux faits pourraient être mis en relation avec une intensité légèrement plus forte des déformations dans ce dernier massif.

Après les travaux de reconnaissance de MICHEL (1956, 1957), le versant italien d'Ambin a été étudié par LORENZONI (1963a, b, 1965, 1968), puis la totalité du massif par GAY (1970, 1972) qui y décèle dès 1963 plusieurs discontinuités cartographiques. Il n'y a donc pas lieu d'insister sur une comparaison du socle dans les massifs d'Ambin et de Vanoise, qui résulte des descriptions faites par ces auteurs et celles des pages précédentes.

RUITOR

Au Nord du massif du Mont Pourri le socle briançonnais se poursuit dans le massif du Rutor et son prolongement dans le val d'Aoste, s'étale dans le Valgrisanche et le Valsavaranche et affleure en klippe à la Becca di Toss, puis monte au col du Grand-Saint-Bernard et forme en Valais différentes zones dont les relations ont été exposées par BEARTH (1960-63). Des descriptions pétrographiques ont été publiées par FABRE (1961) sur le Rutor, dans le val d'Aoste par Gb. DAL PIAZ (1928), DAL PIAZ et GOVI (1965) et à la Becca di Toss par DAL PIAZ (1965b) ; d'abondants résultats obtenus par GOVI dans le Rutor et dans le val d'Aoste sont encore inédits*.

FABRE fait état dans le Rutor de micaschistes gris ou noirs, de gneiss albitiques, de micaschistes à staurotide ancien et, parmi les roches magmatiques, d'amphibolites, de prasinites, d'ovardites rubanées et de gneiss ocellés. Les paragenèses anciennes étant ici souvent moins altérées que dans les massifs de Vanoise et d'Ambin, les roches du Rutor permettent, comme le feront aussi celles de Serre-Chevalier, de mieux évaluer la part des métamorphismes alpins. Quelques-uns des types étudiés en seront donc brièvement décrits.

En bordure même du massif, vers le passage au Carbonifère, les roches du Rutor sont finement schisteuses. Le métamorphisme alpin y est qualitativement le même que dans le reste du massif, en ce sens que les mêmes minéraux alpins (amphibole bleue, chloritoïde, chlorite, etc.) y sont présents, mais les paragenèses antérieures y sont plus profondément affectées. Il faut dépasser cette zone de passage pour trouver les micaschistes et gneiss à grenat centimétrique ou à grandes plaques de mica blanc parfois de 6 à 8 cm de côté, ainsi que des traces de ce qui fut du staurotide.

Les roches basiques montrent un rubanement à lits mafiques, lits clairs et lits épidotiques, souvent peu troublé par des replis. L'amphibole sodique est parfois assez abondante pour donner des micaschistes à glaucophane s.l. et des glaucophanites comme il en existe en Vanoise.

Les différents minéraux figurant dans les associations rencontrées dans le Rutor sont représentés dans les diagrammes tétraédriques de la fig. 51a-c.

1. Micaschistes à grenat et chloritoïde + glaucophane s.l.

Dans les micaschistes à grenat et chloritoïde les grenats bossellent les plans de foliation micacés que peuvent tacheter finement les lames de chloritoïde. Dans certains échantillons des lamelles de mica blanc de plusieurs centimètres carrés peuvent s'extraire. Des nodules sombres aux formes vaguement géométriques, où se devine parfois une macule en croix, sont à attribuer à

* Des lames minces provenant de la zone du Grand-Saint-Bernard valdôtain ont pu être examinées grâce à l'obligeance de M. le Professeur MALARODA, de M. le Professeur G.V. DAL PIAZ et de M. GOVI, que l'auteur remercie ici vivement.

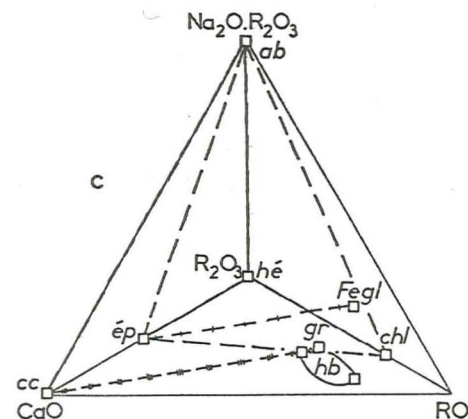
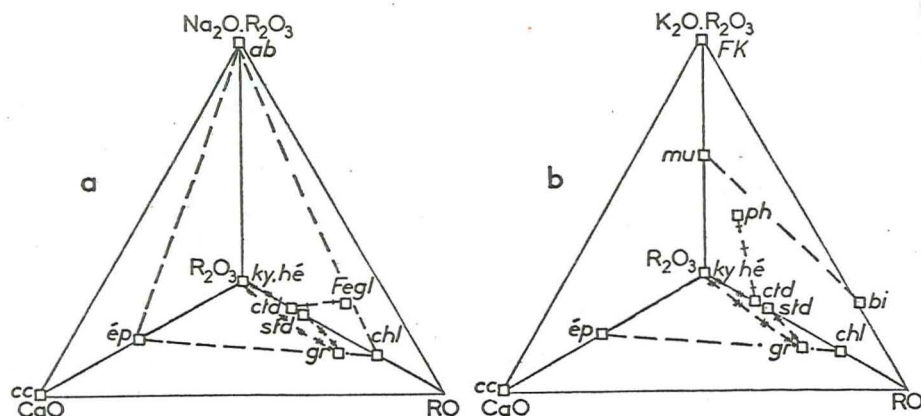


Fig. 51. - Ruitor : associations minérales rencontrées dans les micaschistes (a, b) et dans les metabasites (c).

$R_2O_3 = (Al, Fe)_2O_3$. $RO = (Fe, Mg, Mn)O$.

Position du grenat, du ferroglaucophane et de la chlorite d'après des minéraux analysés dans le Ruitor (grenat) ou en Vanoise ; position des autres minéraux d'après leur composition théorique.

Les lignes de liaison ne sont tracées qu'entre les minéraux qui ont certainement été en équilibre : 3 paragenèses : tirets barbelés (ky, std, gr), tirets barrés (std, gl) et tirets (chl, ab, ép, hé).

d'anciens cristaux de staurotide.

La composition minéralogique de ces roches est par exemple la suivante (n° 812, éboulis ouest du Bec de l'Ane, Sainte-Foy-en-Tarentaise), avec la liste de tous les minéraux rencontrés dans ce type de roche :

mica blanc	56 %	tourmaline	<0.5 %
quartz	24	glaucophane s.l.	-
grenat	7	albite	-
chlorite	7	sphène	-
chloritoïde	5	rutile	-
hématite	0.5	zircon	-
apatite	<0.5	épidote	-

Les proportions de quartz et de mica blanc peuvent varier assez fortement. La structure est planaire, grano-lépidoblastique, les micas blancs dessinant parfois des replis intrafoliaux.

Le quartz est en général isogranulaire, quoiqu'on puisse dans certains échantillons trouver de grands cristaux à extinction onduleuse, entourés de mortier. Le mica blanc forme de grandes lames aux clivages parfois un peu froissés et de très fines paillettes non orientées, associées au chloritoïde, pour remplacer ce qui a dû être du staurotide. Le grenat parfois énorme (> 1 cm), est fissuré et englobe du quartz. Il peut renfermer d'autres inclusions encore, disposées en spirale : sphène, épidote s.l. Dans une analyse à la microsonde (n° 812) il s'agit d'un almandin (71 %) comportant 13 % moléculaires de grossulaire et 9 % de pyrope ; cet échantillon ne montre pas de zonation nette. Il peut être chloritisé en partie ou complètement, tout en gardant sa forme intacte. L'altération est très irrégulière : une même lame mince peut en effet montrer depuis des cristaux automorphes légèrement craquelés jusqu'à des balles chloriteuses ne renfermant aucune relique. Il n'est jamais en contact direct avec le chloritoïde, mais en est isolé par une gaine de chlorite et de fin mica blanc (pl. F b). Le chloritoïde forme des amas serrés de cristaux non orientés. Les cristaux isolés ont un pléochroïsme dans les bleu vert. Ce sont ces amas de chloritoïde, entourés de fin mica blanc, qui constituent les nodules noirâtres en relief sur les échantillons et qui représentent d'anciens staurotides (pl. F b). Dans ces amas peuvent se trouver aussi du grenat, de la chlorite et de la tourmaline. Du chloritoïde peut aussi se rencontrer dans les halos d'étirement des grenats. La chlorite polarise dans les bleus ou brunâtres foncés et l'extinction est positive parallèlement au clivage (type 4) ; plus rarement sa teinte de polarisation est normale (gris un peu verdâtre), avec une extinction négative parallèlement au clivage (type 1). L'albite est généralement absente ou rare, mais se montre parfois avec un aspect poeciloblastique, tardif à postcinématique. Lorsqu'il existe une amphibole bleue dans l'échantillon, celle-ci se montre plus ou moins chloritisée et albitisée, en équilibre avec le chloritoïde sans réaction de bordure avec lui. Le plan des axes optiques est // 010. De la tourmaline brun olive zonée, parfois abondante, de l'apatite, des lamelles d'hématite, du sphène autoblastique, de rares épidotes éparses, de rares zircons forment les minéraux accessoires.

2. Micaschistes à disthène, grenat et biotite

Sur le côté est du glacier du Ruitor, en éboulis à la hauteur du Flambeau, a été trouvé un micaschiste fin à disthène, grenat et biotite. Une biotite abondante brun jaunâtre souligne la foliation. Un peu de mica blanc s'y associe parfois lamelle à lamelle. Le quartz à peu près isogranulaire est

xénoblastique, des micas blancs très fins dessinant une structure cloisonnée. Les mêmes micas blancs très fins forment avec le quartz des pseudomorphoses prismatiques, évoquant un feldspath potassique ou de la cordiérite. Quelques *chlorites* isolées, des lamelles d'*hématite* et de l'*apatite* sont accessoires.

L'intérêt de cette section est surtout constitué par des reliques de *disthène* entouré de fin mica blanc. Ce *disthène* peut avoir fait partie de la même paragenèse que le *grenat* (pl. F c). Dans les craquelures de celui-ci se trouve de la *biotite* qui lui est donc postérieure (voir fig. 9 in BOCQUET, 1974e).

Grenat et biotite ne sont ni l'un ni l'autre chloritisés : aucune cristallisation alpine ne se décèle dans cette roche. Celle-ci constitue ainsi une sorte de méga-relique anté-alpine, tout comme l'est le micaschiste à grenat et biotite brune du saut de l'Oulle dans le massif d'Ambin, avec lequel le rapprochement est facile (GAY, 1970).

3. Micaschistes à glaucophane s.l.

Des micaschistes à glaucophane s.l. rencontrés à plusieurs endroits montrent des aiguilles atteignant le centimètre, parsemant les plans de foliation largement micacés où elles dessinent une linéation ou se disposent en rosettes. La composition minéralogique est par exemple [éch. 1034, Sainte-Foy-en-Tarentaise, moraine de l'Avernet] : qz-mica blanc-amph bl-chl-ab-bi v-sph-zir-hé.

Les lits de quartz polygonaux sont séparés par les lits à mica blanc en grandes lamelles ou en fine purée. L'*amphibole bleu pâle* a un allongement positif et le plan des axes optiques est // 010 ; d'après les données radio-cristallographiques il s'agirait d'une crossite proche du ferroglaucophane ou du glaucophane. Quelques cassures transversales ainsi que les bordures des cristaux montrent un peu de *chlorite*. Celle-ci peut passer à une *biotite verte* assez rare. Les quelques *albites* sont grandes, parfois maclées, poeciloblastiques (elles englobent notamment le mica blanc et l'*amphibole bleue*). Du *sphène* fréquent, un peu d'*hématite* et quelques *zircons* forment les minéraux accessoires.

4. Glaucophanite à grenat et épidote

Une roche massive bleu gris sombre possède la composition minéralogique suivante (éch. 1031, Sainte-Foy-en-Tarentaise, moraine de l'Avernet) : amph bl-ép-gr-sph-mica blanc-chl-amph bl v-bi v-qz-ilm-apatite.

L'*amphibole bleue* a les mêmes caractères optiques que ci-dessus ; elle peut inclure du sphène. L'*épidote* est abondante, ainsi que le *sphène* autoblastique qui entoure des résidus d'*ilménite*. Les petits cristaux de *grenat* sont fréquents, souvent autoblastiques et apparemment non altérés. Un peu d'*amphibole bleu vert* peut altérer l'*amphibole bleue* ; la *biotite verte* est rarissime, en bordure de l'*amphibole bleue*. La *chlorite* et le mica blanc sont subordonnés et l'*apatite* accessoire.

5. Roches rubanées

Les roches rubanées sont constituées de lits sombres qui sont amphiboliques, prasinitiques ou ovarditiques, le plus souvent à grenat, de lits épidotiques et de lits quartzo-albitiques. Certains types sont en outre micacés. La composition minéralogique est la suivante (proportions modales de l'échantillon n° 1041, Sainte-Foy-en-Tarentaise, N du Bec de l'Ane) :

	lits mafiques	lits fémiqes		lits mafiques	lits fémiqes
amphibole bleu vert	29 %	<0.5	minéraux opaques	0.5	<0.5
biotite verte	19	1	apatite	<0.5	-
épidote s.str.	16	8	mica blanc	<0.5	1
albite	13	51	grenat	-	-
chlorite	12	1	rutile	-	-
sphène	5	<0.5	calcite	-	-
quartz	4	37	allanite	-	-
amphibole bleue	1	<0.5	zircon	-	-

Dans les lits sombres l'*amphibole bleue* est en reliques entourées d'*amphibole bleu vert*, de *biotite verte* et de *chlorite* (pl. F d). Dans cette altération le dernier minéral formé est la *chlorite* dont les lits discontinus épousent la forme des amphiboles bleu vert. Cette *chlorite* polarise dans les bruns cuivrés et l'extinction est négative parallèlement au clivage (type 2). L'*amphibole bleu vert*, aux couleurs très soutenues, a un angle d'extinction ZAc d'environ 25°. La *biotite* vert bronze montre parfois une nuance brunâtre. La pistacite est toujours abondante. L'*albite* n'a jamais un très grand développement ; elle forme des xénoblastes poeciloblastiques qui se distribuent plus en lits discontinus qu'en ocelles. Le *grenat* est morcelé et chargé d'inclusions ; dans un échantillon analysé par microsonde il s'agit d'un almandin (60 %) riche en grossulaire (23 %).

Les lits clairs comportent du quartz et de l'*albite* en proportions très variables, un peu d'*épidote* et d'autres minéraux mafiques qui forment les lits sombres. Le zircon et l'*allanite* y sont rares.

6. Amphibolite à hornblende

En bordure est du glacier du Rutor aussi, au N du Flambeau, a été ramassé un échantillon massif à grandes amphiboles vertes non orientées.

Les *amphiboles* au pléochroïsme dans les verts jaunâtres, parfois maclées, ont un angle d'extinction ZAc d'environ 25°. Une *chlorite* très pâle, polarisant en gris vert, d'extinction négative parallèlement au clivage (type 1), forme des lits discontinus avec des cristaux autoblastiques de *sphène* entourant de grands *rutiles*. Quelques grandes lamelles de mica blanc, une rare *apatite*, quelques minéraux opaques complètent l'association. Ce type de roche a été vu ailleurs (Bec de l'Ane, moraine de l'Avernet), où il constitue le lit sombre d'une roche rubanée. On le considère comme une relique de l'état anté-alpin des amphibolites rubanées. Il doit correspondre à l'échantillon analysé par FABRE d'une amphibolite presque monominérale, riche en Mg (voir plus loin).

7. Autres types lithologiques

D'autres roches de ce massif sont des cipolins parfois à amphibole, associés aux amphibolites (FABRE, 1961), et des gneiss ocellés à feldspath potassique et biotite verte poussant sur le mica blanc. Rappelons aussi les lits parfois épais d'épidotite appartenant aux roches rubanées, car ils peuvent être la source des galets remarquables dans les conglomérats de base du Carbonifère de la région (Stéphanien possible pour FABRE).

"EAILLES INTERMÉDIAIRES", près de Briançon

Quelques lambeaux de schistes cristallins existent dans la région de Briançon dans les écaillles dites "intermédiaires" dont la série stratigraphique a des affinités "ultrabriançonnaises" (LEMOINE, 1960a). Ce sont les petits affleurements situés à Serre-Chevalier (Eychauda) et au Nord du Montgenèvre (Rio Secco) (TERMIER, 1903a; LEMOINE, 1951; carte et légende de la feuille Briançon au 80 000e, 3e édition).

Il y a là des micaschistes à grenat et biotite brune, tous deux plus ou moins chloritisés, et des amphibolites rubanées. Les compositions minéralogiques sont les suivantes, d'après les observations de l'auteur :

- micaschistes : qz-mica blanc-bi brune ou brun verdâtre-chl-gr-ab-tour-ép-ap-zi-minéraux opaques+cc.
La structure est grano-lépidoblastique, parfois ocellée, les yeux étant formés de quartz et d'albite + mica blanc fin.
- amphibolites rubanées : lits sombres : amph verte (hb, $Z\wedge c = 22-25^\circ$)-ab-gr-sph-ép-mica blanc-qz-ap.
Structure surtout nématoblastique.
lits clairs : plag séricitisé-qz-mica blanc-gr-bi b-ép-sph-carbonate.
Structure surtout granoblastique. La biotite brune participe à l'altération du grenat.

TERMIER (1903a) décrit aussi une amphibolite transformée en roche à chlorite et albite, en soulignant sa similitude avec les roches de Vanoise, et un gneiss ocellé interstratifié à grands cristaux de feldspath potassique.

Les faciès lithologiques sont ainsi analogues à ceux qui prédominent dans le socle briançonnais. Mais les transformations métamorphiques sont différentes : on ne voit ici que la suite gr-bi b-chl (sans faciès à amphibole sodique), que seules ont montrées des roches reliques du Rutor et d'Ambin, et la hornblende est restée stable. Ces lambeaux constituent ainsi un terme de comparaison pour remonter vers la lithologie anté-alpine du socle briançonnais.

PROBLEME DU SOCLE DANS LA ZONE D'ACCEGLIO

La série siliceuse d'Acceglio comprend, sous les termes werféniens et permien supérieur, des micaschistes dont certains sont à jadéite et glaucophane s.l., ou à grenat. La détermination erronée de disthène [il s'agissait de jadéite : LEFEVRE et MICHARD, 1965] avait conduit MICHARD (1959) à y voir un socle polymétamorphique, opinion abandonnée ensuite dans la région (LEFEVRE, 1965). La présence de grenat et la corrélation avec les autres séries briançonnaises internes montrent qu'il faut poser à nouveau la question de l'âge de la base de ces séries d'Acceglio. Le grenat ne semble guère de cristallisation alpine dans une région à faciès jadéite-glaucophane-lawsonite, où le faciès schistes verts ultérieur est très faible.

Afin de tenir compte de l'attribution d'âge actuellement admise par les spécialistes de cette zone, les quelques observations effectuées sur la série siliceuse de cette zone seront rapportées plus loin, dans les paragraphes concernant le Paléozoïque supérieur. L'avenir dira si leur place devait être ici, dans ce chapitre sur le socle.

CHIMISME DU SOCLE BRIANÇONNAIS

Un total de 43 analyses chimiques ont été effectuées sur des roches provenant du socle de Vanoise et une du Rutor : micaschistes (22), metabasites (17) et orthogneiss acides (4). Certains échantillons ont été choisis parce que des minéraux en ont été séparés et analysés. L'échantillonnage a ensuite été complété en vue de le rendre représentatif du socle de Vanoise. La fig. 52 montre leur localisation et le tableau 31 en donne la liste avec leur association minérale.

Les résultats en oxydes et les valeurs de plusieurs paramètres sont donnés dans le tableau 32. Ils seront discutés ici sur diagrammes. A titre de comparaison des analyses tirées de la littérature y ont aussi été introduites. Certaines de ces analyses sont anciennes, mais leurs représentations dans les diagrammes ne semblent pas y montrer d'erreur systématique ; tout au plus sont-elles cause d'une certaine dispersion. Elles proviennent :

- du massif d'Ambin : LORENZONI (1965) ; GAY (1970, p. 14 analyses 1-10 et p. 16 analyses 1-7),
- de Vanoise : ELLENBERGER (1958a, analyses 12-16, 20, 21),
- du Rutor : FABRE (1961, analyse 23),
- de la nappe du Grand-Saint-Bernard en val de Bagnes : WOYNO (1912, p. 196 analyses 1-5) ; TSCHOPP (1928, analyses des p. 130, 138, 141, 143, 159, 165, 169, 174) ; VALLET (1950, p. 467 analyse 1).

Plutôt que les diagrammes tels que ACF-A'KF ou celui de THOMPSON (1957) adaptés aux roches pélitiques, on a préféré utiliser surtout ceux où intervient la soude. L'essentiel des résultats obtenus sont exposés dans BOCQUET (1974e) ; on les a introduits ici, en individualisant dans les diagrammes les analyses nouvelles et celles de la littérature.

1. Nature ortho ou para des termes des séries

La première question qui se pose est celle de l'origine magmatique ou sédimentaire des roches métamorphiques décrites, en particulier des metabasites rubanées et des glaucophanites. D'après leurs caractères macro et microscopiques, on a reconnu dans ces roches d'anciennes amphibolites. Les problèmes de la nature primaire des amphibolites et de la différenciation des amphibolites et gneiss rubanés ont été soulevés plusieurs fois et différemment résolus (DIETRICH, 1960 ; EVANS et LEAKE, 1960 ; LEAKE, 1964 ; BOWES et PARK, 1966 ; AYRTON, 1969 ; ORVILLE, 1969) : origine magmatique ou sédimentaire marneuse ; différenciation primaire (magmatique ou sédimentaire), différenciation métamorphique, déformation isoclinale avec migrations d'éléments ou migmatisation complexe.

L'association de ces metabasites briançonnaises avec des roches à structure magmatique conservée, ainsi que la présence abondante de minéraux titanés ont été généralement interprétées comme preuves de leur origine magmatique. Les caractères chimiques confirment cette manière de voir.

Les teneurs en TiO_2 sont effectivement plus élevées dans les metabasites briançonnaises que dans les micaschistes, quoiqu'il existe un recouvrement :

Tableau 31. - Socle briançonnais : liste des échantillons de roche analysés

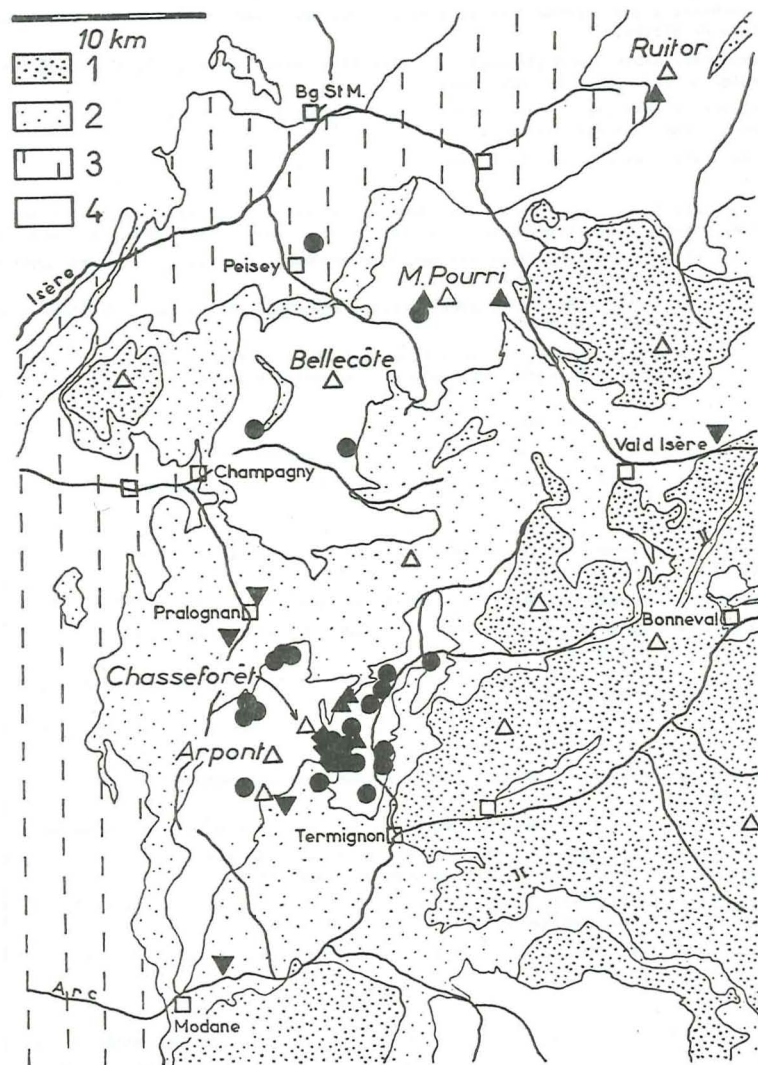
Métasédiments

n° 265	micasciste à glaucophane : qz-mica bl-ab-amph Na-chl-ép-tour-opaques. Termignon, ruines de Miribel
n° 267	micasciste albitique à glaucophane : mica bl-qz-ab-chl-gr-amph Na-sph-ép-ap-opaques. Termignon, fenêtre de la Gorge-Dessus
n° 276	micasciste chloriteux : qz-mica bl-chl-ab-cc-amph Na-ép-ap-opaques. Termignon, Entre-2-Eaux (chlorite analysée)
n° 338	micasciste : mica bl-qz-ab-chl-amph Na-gr-tour-ap-zi-opaques. Termignon, fenêtre du Mont
n° 349	micasciste à grenat : mica bl-amph Na-qz-gr-ab-chl-tour-cc-ap-opaques. Termignon, Doron, éboulis de la fenêtre sous la chapelle St-Laurent (mica blanc et grenat analysés)
n° 440	micasciste : qz-mica bl-fK-ab-chl-ép-tour-carbonate Fe-zi-ap-ru. Peisey-Nancroix, au-dessus du chalet des Ecuries
n° 516	micasciste à glaucophane : qz-mica bl-fegl-chl-cc-sph-ap-opaques. Pralognan, Nants (ferroglaucophane analysé)
n° 526	micasciste à glaucophane : qz-mica bl-cr-chl-ab-gr-ép-tour-zi-opaques. Termignon, NW des chalets de Bellecombe (mica blanc et crossite analysés)
n° 576	micasciste : qz-ab-mica bl-ép-sph-tour-opaques(-grenats rétro-morphosés ?). Champagny, Vallaisonnay, chalet du Parc
n° 603	micasciste : qz-mica bl-chl-ép-ap-opaques. Champagny, chalets du Tovet.
n° 785	micasciste à grenat : mica bl-qz-ab-gr-chl-amph Na-sph-ap-opaques. Termignon, cirque de l'Arpont, rive droite du ruisseau du Baraquin, vers 2460 m
n° 786	micasciste à glaucophane et grenat : mica bl-qz-amph Na-chl-ab-gr-sph-zi-allanite-opaques. Termignon, cirque de l'Arpont, rive droite du ruisseau du Baraquin, vers 2460 m
n° 799	micasciste : qz-mica bl-ab-chl-tour-ap-zi-ru-opaques. Termignon, NE du lac Blanc
n° 931	micasciste : qz-ab-mica bl-chl-tour-cc-ap-sph-ru-zi-opaques. Termignon, Combe d'Enfer, moraine rive gauche
n° 935	micasciste à chlorite : qz-mica bl-chl-ab-tour-ap-zi-sph-ru-opaques(-grenat rétro-morphosé)(-amphibole). Termignon, haut ruisseau des Gorges
n° 949	micasciste à glaucophane : mica bl-fegl-qz-chl-ab-zi-opaques. Termignon, S du point 2912 au-dessus du front du glacier de l'Arpont (ferroglaucophane analysé)
n° 961	micasciste chloriteux : qz-mica bl-chl-ab-amph Na-ap-zi-opaques. Pralognan, S du col du Gd Marchet
n° 964	micasciste : mica bl-qz-ab-chl-tour-ap-ru-opaques. Pralognan, cirque du Dard
n° 965	micasciste à glaucophane : mica bl-fegl-qz-chl-ab-tour-zi-ru-opaques. Pralognan, cirque du Dard (mica blanc et ferroglaucophane analysés)
n° 973	micasciste chlorite-albitique : chl-ab-mica bl-qz-tour-sph-zi-ru-ap-carbonate Fe-opaques. Pralognan, cirque des Nants, bord N du glacier
n° 974	micasciste albitique : mica bl-ab-qz-cc-chl-tour-zi-ap-opaques. Pralognan, cirque des Nants, bord N du glacier

Fig. 52. - Vanoise : carte de localisation des échantillons de roches analysés (socle, Paléozoïque supérieur et couverture mésozoïque-paléocène). Fond d'après HERMANN (1930).

1. Ensemble des Schistes lustrés à roches vertes. 2. Mésozoïque post-verféenien et Paléocène (y compris les gypses). 3. Zone houillère. 4. Série siliceuse (socle anté-namurien et Paléozoïque supérieur).

A. Calcaires, marbres et schistes de la couverture mésozoïque-paléocène. B. Micaschistes (socle et zone houillère). C. Metabasites. D. Orthogneiss acides.



(légende p. précédente) fig. 52

▼ A ● B ▲ C ◆ D

Tableau 31. - Socle briançonnais : liste des échantillons de roche analysés (suite)

Métabasites

- n° 444 ovardite : ab-chl-ép-qz-sph-mica bl-ap-opaques. Peisey-Nancroix, moraine du Mont Pourri.
- n° 496 ovardite à amphibole : chl-ab-ép-qz-amph v-sph-ép-cc-mica bl-ap. La Savinaz, cirque de la Martin
- n° 680 glaucophanite à grenat : amph Na-sph-ép-chl-gr-ab-cc-qz-ap-opaques. Termignon, rive S du glacier du Pelve (chlorite et grenat analysés)
- n° 682 ovardite à grenat : qz-ép-ab-chl-cc-sph-amph Na-mica bl-gr-tour. Termignon, moraine du versant E de Chasseforêt (grenat analysé)
- n° 747 lit albito-gneissique de roche rubanée à grenat : ab-chl-ép-qz-gr-sph-mica bl-ap-amph-opaques. Termignon, E du point 3052 (N cirque de l'Arpont)
- n° 748 glaucophanite ovarditique : amph Na-ab-chl-ép-sph-mica bl-amph bl v-ap-cc-opaques. Termignon, N cirque de l'Arpont, sous point 3052
- n° 763 lit chloritique de roche rubanée : ab-chl-bi v-mica bl-qz-sph-amph Na-ép-cc-ap-gr-opaques. Termignon, moraine du glacier de l'Arpont
- n° 781 glaucophanite à épidote : amph Na-ép-ab-chl-qz-sph-gr-amph bl v-bi v-mica bl-stilp-ap-opaques. Termignon, versant E de Chasseforêt
- n° 792 glaucophanite à épidote : amph Na-ép-sph-chl-qz-ab-bi v-gr-amph bl v-stilp-opaques. Termignon, front du glacier de l'Arpont
- n° 793 lit albito-gneissique de roche rubanée : ab-chl-qz-mica bl-amph Na-stilp-ép-sph-ap-amph bl v-zi. Termignon, front du glacier de l'Arpont
- n° 794 micaschiste ovarditique : mica bl-chl-qz-amph Na-sph-amph bl v-bi v-cc-opaques. Termignon, front du glacier de l'Arpont
- n° 795 ovardite : ab-chl-ép-amph Na-bi v-amph bl v-sph-cc-mica bl-opaques. Termignon, front du glacier de l'Arpont
- n° 798 glaucophanite : amph Na-chl-sph-mica bl-ab-cc-ép-ap. Termignon, front du glacier de l'Arpont
- n° 808 roche rubanée micacée à grenat : mica bl-qz-chl-ép-sph-ab-gr-amph Na-ap-amph bl v. Ste-Foy-en-Tarentaise, Bec de l'Ane, massif du Ruitor
- n° 923 glaucophanite à grenat : amph Na-ép-chl-ab-sph-bi v-mica bl-cc-stilp-gr-qz-ap. Termignon, front du glacier de l'Arpont (amphibole Na analysée)
- n° 924 épidotite : ép-ab-chl-mica bl-amph bl v-sph. Termignon, front du glacier de l'Arpont

Orthogneiss acides

- n° 756 métagranite : qz-fk-mica bl-ab-bi v-chl-cc-sph-zi-opaques. Termignon, rive gauche du glacier de l'Arpont
- n° 765 métagranite : qz-fk-mica bl-ab-chl-bi br v-zi-chl-opaques. Termignon, rive gauche du glacier de l'Arpont
- n° 791 orthogneiss acide : qz-fk-mica bl-ab-cc-amph épigénisée en mica bl-bi v-ap-zi-opaques. Termignon, front du glacier de l'Arpont
- n° 925 orthogneiss acide : qz-fk-mica bl-ab-chl-bi v-cc-carbonate Fe-zi-amph épigénisée-allanite-opaques. Termignon, front du glacier de l'Arpont

Tableau 32. - Socle briançonnais : données chimiques

n° échant. analyse	265 Gren. 767	267 Gren. 760	276 Gren. 709	338 Gren. 757	349 Gren. 663	440 Gren. 761	516 Gren. 665
SiO ₂	64.10	66.65	58.50	64.35	60.40	69.75	65.50
Al ₂ O ₃	16.35	15.55	16.55	16.40	18.35	15.10	15.80
Fe ₂ O ₃	2.65	2.40	3.65	2.55	3.70	2.80	2.90
FeO	2.95	3.20	4.50	2.25	3.30	0.50	2.70
MnO	0.10	0.10	0.15	0.05	0.20	0.05	0.10
MgO	3.05	2.70	4.65	3.05	2.40	1.75	2.05
CaO	0.90	1.35	2.40	1.70	1.40	0.45	2.40
Na ₂ O	3.65	2.05	1.65	1.90	2.65	3.85	3.10
K ₂ O	2.05	3.15	2.25	4.20	4.20	3.20	2.70
TiO ₂	0.60	0.70	0.75	0.40	0.65	0.40	0.45
P ₂ O ₅	0.15	0.20	0.25	0.25	0.20	0.15	0.15
H ₂ O ⁺	2.75	2.10	4.50	3.10	2.40	1.85	2.75
H ₂ O ⁻	0.10	0.20	0.05	0.10	-	0.15	0.05
Total	99.40	100.35	99.85	100.30	99.85	100.00	100.65

n° échant. analyse	526 Gren. 707	576 Gren. 762	603 Gren. 758	785 Gren. 792	786 Gren. 799	799 Gren. 788	931 Gren. 775
SiO ₂	66.40	65.05	53.00	63.15	62.75	70.50	68.25
Al ₂ O ₃	16.30	14.70	22.00	17.85	17.55	13.55	14.45
Fe ₂ O ₃	4.80	4.15	2.75	2.40	2.45	4.70	4.55
FeO	0.45	2.00	4.40	3.35	3.65	0.50	1.05
MnO	0.05	0.10	0.10	0.10	0.20	0.05	0.05
MgO	2.35	2.55	4.65	2.00	2.60	1.85	2.25
CaO	0.90	2.40	0.50	1.40	0.50	0.50	0.75
Na ₂ O	3.05	3.80	1.85	3.30	2.85	3.05	1.65
K ₂ O	3.15	1.85	5.10	3.20	3.40	2.15	3.30
TiO ₂	0.50	0.80	0.75	0.80	0.85	0.60	0.45
P ₂ O ₅	0.20	0.20	0.25	0.20	0.20	0.15	0.15
H ₂ O ⁺	2.20	2.40	4.15	2.45	2.45	1.90	3.00
H ₂ O ⁻	0.05	0.30	0.10	0.10	0.10	0.05	0.05
Total	100.40	100.30	99.60	100.30	99.55	99.55	99.95

Tableau 32. - Socle briançonnais : données chimiques (suite)

n° échant. analyse	935 Gren. 774	949 Gren. 773	961 Gren. 763	964 Gren. 768	965 Gren. 772	973 Gren. 797	974 Gren. 765
SiO ₂	65.45	57.55	66.20	66.80	63.25	64.15	58.20
Al ₂ O ₃	16.05	20.00	15.15	15.95	17.80	17.75	18.85
Fe ₂ O ₃	4.55	3.75	3.55	1.95	3.35	3.55	8.35
FeO	1.25	3.05	2.50	2.40	2.50	2.00	0.55
MnO	0.10	0.10	0.10	0.05	0.05	0.05	0.05
MgO	2.10	3.85	2.50	2.15	3.00	2.10	3.40
CaO	0.60	0.40	0.65	0.40	0.40	0.35	0.50
Na ₂ O	1.10	4.10	2.70	2.95	3.05	3.75	2.45
K ₂ O	4.20	3.00	3.05	3.25	3.30	3.25	3.70
TiO ₂	0.70	0.95	0.50	0.60	0.50	0.75	0.95
P ₂ O ₅	0.25	0.15	0.20	0.25	0.10	0.05	0.35
H ₂ O ⁺	2.85	3.05	2.40	2.60	2.45	2.40	3.10
H ₂ O ⁻	0.10	0.20	0.15	0.15	0.15	0.10	0.05
Total	99.30	100.15	99.65	99.50	99.90	100.25	100.50

n° échant. analyse	756 Gren. 750	765 Gren. 766	791 Gren. 786	925 Gren. 776	756	765	791	925
SiO ₂	74.60	74.85	74.60	74.05	p	I	I	I
Al ₂ O ₃	12.75	13.35	12.45	12.60	q	3'	3'	3(4)
Fe ₂ O ₃	1.90	1.70	1.75	1.50	r	1	1'	1'
FeO	0.35	0.15	0.20	0.15	s	3(4)	4	3(4)
MnO	0.05	0.05	0.05	0.05				
MgO	1.20	0.60	1.10	0.60	al	42.5	47.1	43.6
CaO	0.60	0.10	0.70	0.75	fm	20.4	14.4	18.9
Na ₂ O	3.70	4.60	3.55	3.25	c	3.7	0.7	4.3
K ₂ O	3.60	2.90	3.40	4.90	alc	33.3	37.8	33.2
TiO ₂	0.15	0.20	0.20	0.20	si	422.4	448.2	443.6
P ₂ O ₅	0.25	0.05	0.05	0.10	ti	0.68	1.08	1.07
H ₂ O ⁺	0.80	0.70	1.35	1.05	p	0.68	0.36	0.36
H ₂ O ⁻	0.10	0.10	0.05	0.15	k	0.39	0.30	0.39
Total	100.05	99.35	99.45	99.35	mg	0.50	0.37	0.51

Tableau 32. - Socle briançonnais : données chimiques (suite)

n° échant. analyse	444 Gren. 789	496 Gren. 787	680 Gren. 674	682* Gren. 708	747 Gren. 749	748 Gren. 796	763 Gren. 791	781 Gren. 781
SiO ₂	52.05	50.45	45.85	43.81	55.75	49.00	45.75	53.40
Al ₂ O ₃	18.50	16.70	15.30	16.49	14.95	15.20	14.90	14.15
Fe ₂ O ₃	7.55	5.75	4.95	4.98	4.40	4.90	10.25	5.20
FeO	2.50	4.80	9.30	8.28	6.20	6.15	6.90	7.55
MnO	0.15	0.15	0.25	0.37	0.20	0.20	0.20	0.25
MgO	3.70	7.15	5.20	7.41	4.50	6.95	6.05	4.20
CaO	6.35	5.60	7.40	9.27	5.45	6.50	4.15	6.60
Na ₂ O	5.30	5.15	4.10	3.24	3.50	4.65	3.00	4.90
K ₂ O	0.40	0.20	0.55	0.06	0.15	0.45	2.60	0.55
TiO ₂	1.30	1.40	3.30	2.67	1.90	1.65	3.05	2.05
P ₂ O ₅	0.25	0.20	0.50	0.56	0.30	0.30	0.50	0.30
H ₂ O ⁺	2.30	2.65	2.60	2.74	2.25	3.35	2.95	1.30
H ₂ O ⁻	0.05	0.05	tr	0.12	0.20	tr	0.10	0.05
Total	100.40	100.25	99.30	100.00	99.75	99.30	100.40	100.50
p	II	II'	(II)III	(II)III	II	II(III)	(II)III	II(III)
q	5	5	5	5	4	5	5	5
r	3	3	3	4	3'	3	3	2(3)
s	5	3	'5	5	5	5	(3)4	'5
al	29.8	24.6	22.2	25.0	26.3	22.3	21.7	22.4
fm	37.0	47.7	47.9	41.4	46.0	48.3	56.0	44.9
c	18.6	15.0	19.5	25.5	17.4	17.4	11.0	19.0
alc	14.6	12.7	10.5	8.2	10.4	12.0	11.3	13.7
si	142.6	125.9	112.9	112.7	166.0	122.2	113.2	143.2
ti	2.63	2.70	6.07	5.26	4.29	3.14	5.79	4.03
p	0.33	0.15	0.59	0.62	0.36	0.30	0.59	0.32
k	0.04	0.02	0.07	0.02	0.03	0.06	0.37	0.07
mg	0.41	0.56	0.40	0.70	0.44	0.53	0.40	0.37

* analyse corrigée en fonction de la calcite présente en abondance dans l'échantillon ;
résultats ramenés à 100 %

Tableau 32. - Socle briançonnais : données chimiques (suite)

n° échant. analyse	792 Gren. 783	793 Gren. 764	794 Gren. 782	795 Gren. 793	798 Gren. 784	808 Gren. 780	923 Gren. 794	924 Gren. 823
SiO ₂	52.35	74.90	58.35	46.90	51.10	49.10	53.85	38.70
Al ₂ O ₃	13.40	12.55	14.50	15.45	15.95	20.55	12.90	24.10
Fe ₂ O ₃	6.60	1.95	6.35	4.05	5.20	4.40	6.30	11.00
FeO	7.20	0.15	1.60	6.40	5.40	7.30	7.00	0.35
MnO	0.20	0.05	0.15	0.20	0.15	0.25	0.25	0.15
MgO	4.90	0.90	4.10	6.85	7.00	3.55	4.20	0.90
CaO	6.05	0.90	2.80	6.85	5.10	4.30	6.10	20.60
Na ₂ O	4.15	6.40	0.35	4.25	4.45	2.20	4.05	0.50
K ₂ O	0.55	0.50	6.10	0.85	1.65	3.05	1.00	0.40
TiO ₂	2.50	0.30	1.65	1.60	1.15	1.90	2.40	0.95
P ₂ O ₅	0.35	0.15	0.25	0.35	0.25	0.45	0.85	0.15
H ₂ O ⁺	1.45	0.95	3.20	5.60	2.25	2.80	1.05	2.05
H ₂ O ⁻	0.05	tr	0.10	0.05	0.05	0.05	tr	0.05
Total	99.75	99.70	99.50	99.40	99.70	99.90	99.95	99.95
p	II(III)	I	II	II(III)	II'	II	II(III)	II'
q	(4)5	(3)4	4	5	5	4(5)	4(5)	5
r	3	1(2)	(2)3	3	'3	3	(2)3	5
s	'5	5	1'	'3	2	3	4(5)	'4
al	21.2	41.6	30.3	22.9	23.7	33.8	21.3	30.2
fm	49.6	16.6	43.9	47.0	48.8	42.0	47.6	21.4
c	17.4	5.4	10.7	18.4	13.8	12.9	18.3	46.9
alc	11.8	36.5	15.1	11.7	13.7	11.3	12.8	1.5
si	140.9	421.3	207.2	117.6	129.3	137.5	150.8	82.4
ti	5.01	1.35	4.48	3.01	2.13	4.03	5.04	1.53
p	0.32	0.34	0.43	0.30	0.30	0.50	1.01	0.13
k	0.08	0.05	0.92	0.12	0.20	0.48	0.14	0.33
mg	0.40	0.45	0.50	0.54	0.54	0.35	2.72	0.13

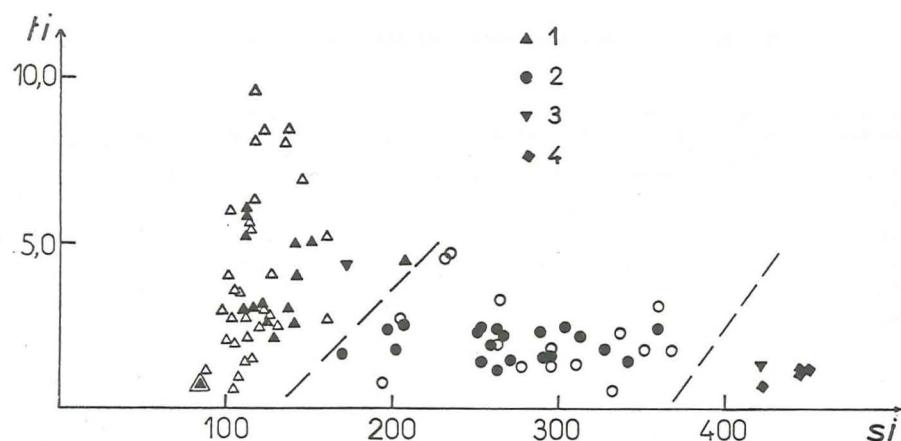


Fig. 53. - Socle briangonnais : variation de TiO_2 en fonction de SiO_2 exprimés par les paramètres ti et si de Niggli. Symboles pleins : échantillons de cette étude ; symboles creux : données de la littérature (triangle double : épidotite). Trois domaines lithologiques se séparent en fonction de si . Les metabasites ont les teneurs en ti les plus variables et les orthogneiss acides les plus faibles. 1. Metabasites. 2. Micaschistes. 3. Niveau albitique des roches rubanées. 4. Métagranite.

Les micaschistes contiennent en effet parfois des teneurs non négligeables en titane que traduit la présence de sphène. Par contre la quantité de silice sépare les roches en trois domaines : celui des metabasites, celui des micaschistes et celui des roches felsiques (métagranite, gneiss albitiques constituant les lits clairs des roches rubanées). Le rapport des paramètres ti et si de NIGGLI (fig. 53) met bien ces domaines en évidence.

Le diagramme des variations de Na, K et Al (de LA ROCHE, 1968) se fonde sur le fait que dans les processus sédimentaires la soude est plus rapidement séparée de l'alumine que la potasse. Les roches les plus alumineuses s'y reportent à droite et en haut. On peut faire trois remarques sur la position des roches du socle briangonnais dans ce diagramme (fig. 54) :

- Les metabasites se distinguent des micaschistes par des valeurs plus fortes en Na et se situent sur la tendance basaltes-spilites ; font exception quelques ovardites à mica blanc, donc plus riches en K.
- Les micaschistes se montrent peu à moyennement évolués et se situent dans le domaine des grauwackes ou celui des shales.
- Les roches felsiques ont leur place dans le secteur riche à la fois en K et en Na par rapport à Al, et dans les domaines des volcanismes calco-alcalins ou intermédiaires ; ils se diversifient par leurs teneurs en K (l'analyse publiée par ELLENBERGER, son n° 19, est pauvre en Na et se reporte dans le domaine des arkoses ; cet échantillon ne paraît pas représentatif du métagranite).

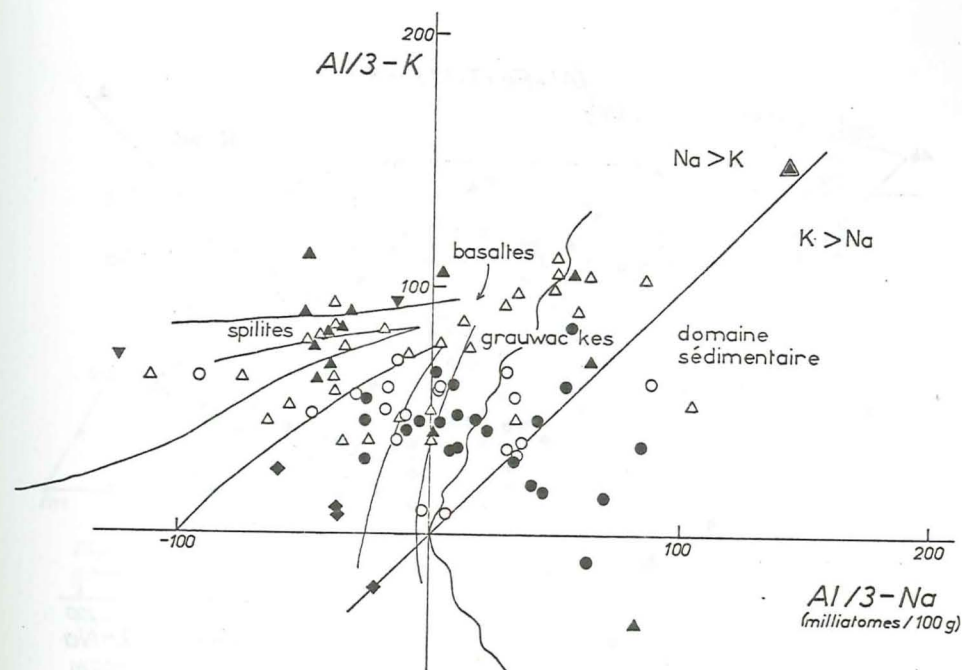


Fig. 54. - Socle briangonnais : composition chimique des roches dans le diagramme de LA ROCHE (1968). Symboles pleins : échantillons de cette étude ; symboles creux : données de la littérature (triangle double : épidotite). Mêmes symboles qu'en fig. 54. La ligne ondulée sépare un secteur sédimentaire (à droite) des différentes lignées magmatiques (à gauche). Les grauwackes se dispersent entre les deux domaines.

Deux échantillons occupent dans ce diagramme des positions particulières : une épidotite associée sur le terrain aux metabasites rubanées, naturellement très pauvre en K et en Na, et un gneiss albitique, lit clair de roches rubanées, que caractérise sa richesse en soude. Ces roches particulières se sépareront des autres dans tous les diagrammes.

Basaltes et grauwackes se séparent mieux quand à Al sont associés Fe et Ti, comme l'ont proposé MOINE et de LA ROCHE (1968) (fig. 55). Ainsi les metabasites du socle briangonnais occupent le champ délimité pour les basaltes-spilites-dolérites. Les deux-tiers des micaschistes tombent dans les domaines des grauwackes et subgrauwackes, un tiers dans celui des shales et des roches argilo-carbonatées.

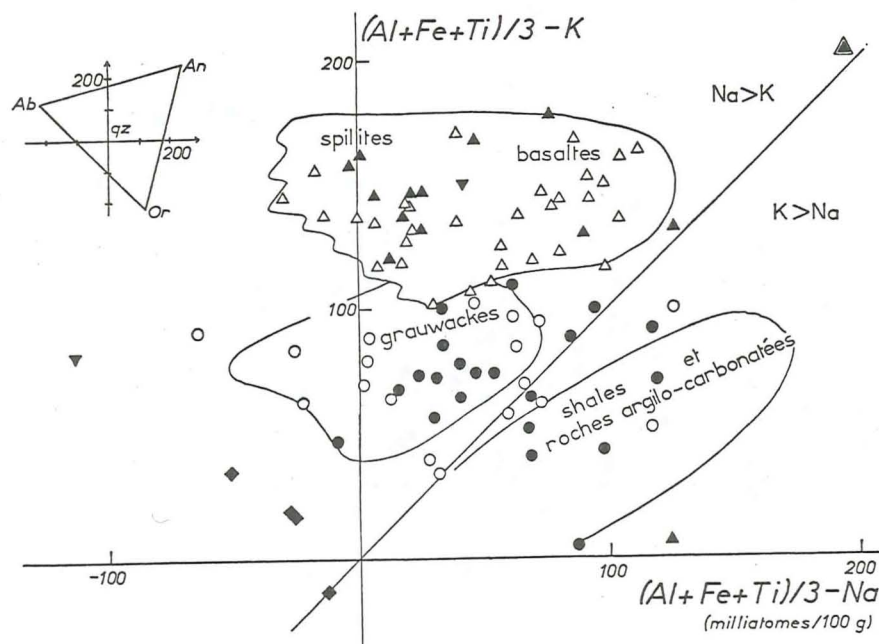


Fig. 55. - Socle briangonnais : composition chimique des roches dans le diagramme de MOINE et de LA ROCHE (1968). Symboles pleins : échantillons de cette étude ; symboles creux : données de la littérature. Mêmes symboles qu'en fig. 53-54. Les metabasites (triangles) tombent dans le champ des basaltes. Les micaschistes (cercles) tombent en majorité dans celui des grauwackes et quelques-uns dans celui des shales et roches carbonatées. Les métagranites et orthogneiss acides interstratifiés (losanges) et lits albito-gneissiques des roches rubanées (triangles renversés) se reportent dans la partie qz-ab du diagramme.

Le diagramme de LEAKE (1964), qui met en rapport les paramètres mg et c de NIGGLI, sépare aussi les micaschistes et les metabasites. Un léger recouvrement dans leurs distributions peut être dû d'une part au fait que certaines roches basiques ont un chimisme spilitique et ont ainsi un paramètre c faible ; d'autre part au peu d'évolution de certains micaschistes, originellement des grauwackes. Ce diagramme n'est pas présenté ici.

Les métasédiments du socle briangonnais sont très pauvres en chaux et ont des proportions peu variables entre les éléments ferro-magnésiens et l'alumine entrant dans l'anorthite [diagramme $al-alc/fm/c$ de NIGGLI, fig. 56a]. Dans ce diagramme la dispersion des metabasites, dans l'ensemble plus riches en

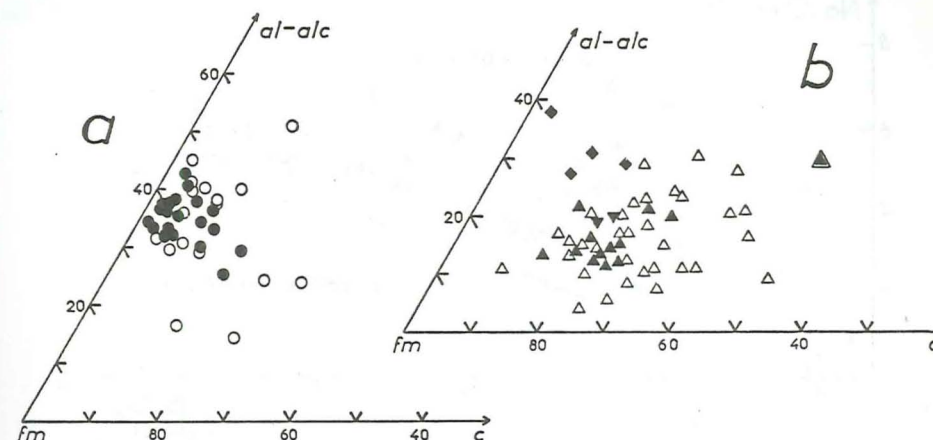


Fig. 56. - Socle briangonnais : composition chimique des roches dans le diagramme $al-alc/fm/c$ de Niggli. Mêmes symboles qu'en fig. 53-55. a. Micaschistes (cercles). b. Metabasites (triangles), métagranite, orthogneiss acides interstratifiés (losanges) et lits albito-gneissiques des roches rubanées (triangles renversés). Symboles pleins : échantillons de cette étude ; symboles creux : données de la littérature (triangle double : épidote).

chaux et plus pauvres en alumine (alumine entrant dans l'anorthite) que les métasédiments, est plus grande dans ce diagramme (fig. 56b), qui cependant sépare grossièrement les deux séries de roches.

2. Les metabasites

Les paramètres CIPW-Lacroix montrent dans les metabasites analysées un chimisme gabbroïque ou dioritique, parfois quartzique.

Le report des analyses des metabasites briangonnaises dans le diagramme $(Na_2O+K_2O)-SiO_2$ de KUNO (1968) [fig. 57] montre une nature de basaltes alcalins. Seules tombent dans le domaine tholéiitique la "métaporphyrite" de Bellecôte [analyse d'ELLENBERGER] et une amphibolite du Ruitor [analyse de FABRE], qui est spécialement pauvre en alcalins, car presque monominérale. La dénomination alcaline et non tholéiitique de ces roches provient du critère choisi dans ce diagramme pour les différencier : la teneur totale en alcalins par rapport à la silice. Si l'on s'en tient par contre aux définitions de YODER et TILLEY (1962) fondées sur les minéraux normatifs, la moitié des metabasites analysées en Vanoise sont des tholéiites (présence de quartz et

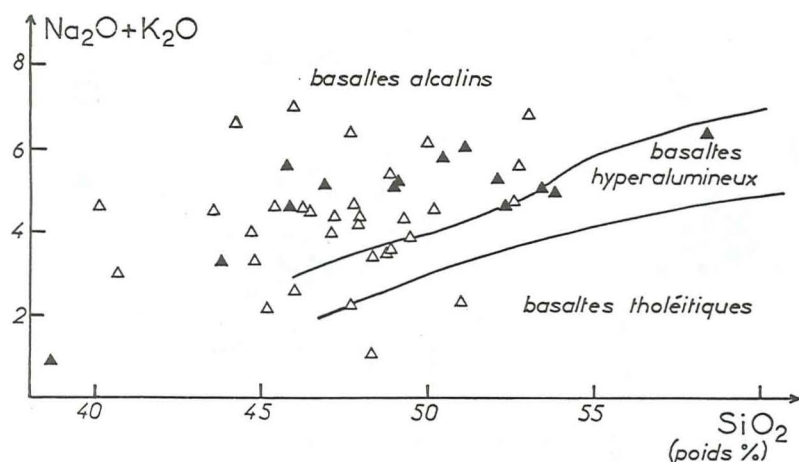


Fig. 57. - Socle briangonnais : composition chimique des metabasites dans le diagramme de KUNO (1968).

Symboles pleins : échantillons de cette étude. Symboles creux : données de la littérature.

d'hypersthène normatifs), un tiers sont des tholéiites à olivine (olivine et hypersthène normatifs) et un sixième seulement des basaltes alcalins (olivine et néphéline normatives).

L'affinité magmatique se traduit dans le diagramme de BEBIEN (1973), où sont individualisés les domaines des basaltes des îles intra-océaniques, des arcs insulaires et des dorsales médio-océaniques ; les basaltes ophiolitiques s'y reportent dans un domaine enveloppant celui des dorsales médio-océaniques. C'est dans ce domaine des basaltes ophiolitiques que sont représentées les roches basiques du socle briangonnais (fig. 58), ce qui sera un argument dans une reconstitution paléogéographique de ce socle et explique la convergence de leur aspect pétrographique et métamorphique avec les méta-ophiolites alpines.

Dans le diagramme dû à de LA ROCHE et LETERRIER (1973) les metabasites se reportent de part et d'autre de la tendance alcaline saturée (lignée basaltes alcalins-trachytes), se rapprochant quelque peu des andésites (fig. 59). Les amphibolites à hornblende + épidote sont voisines de la "souche" alcaline des basaltes et non de la "souche" tholéitique comme ce serait le cas pour une lignée andésitique.

L'ensemble des échantillons est peu différencié, comme le montre notamment leur groupement dans le diagramme ti/si de la fig. 53 : les quantités de silice varient peu. Les variations des autres paramètres de Niggli ne montrent pas non plus de tendance régulière (diagramme non présenté).

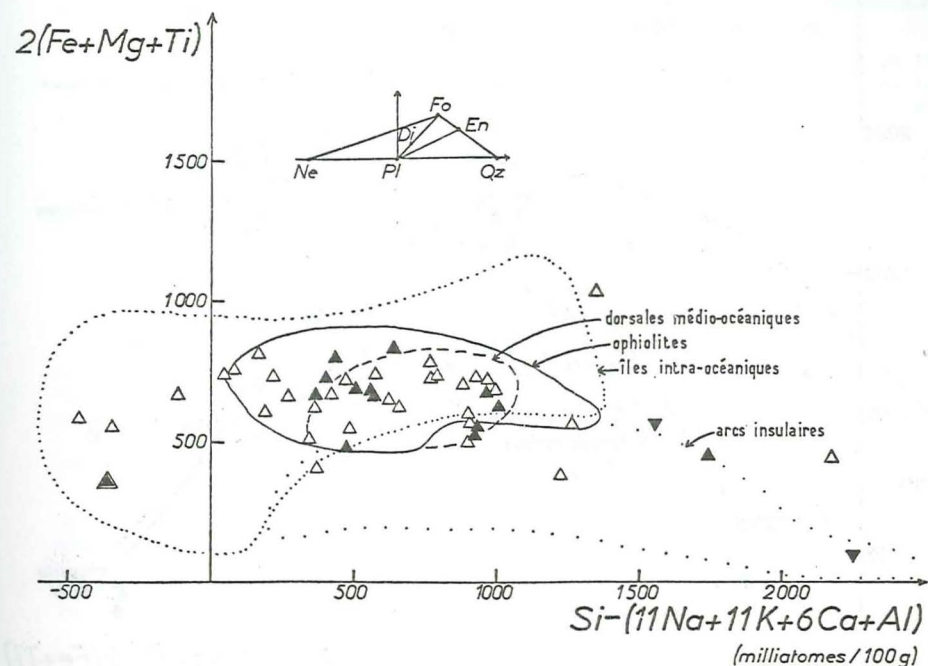


Fig. 58. - Socle briangonnais : composition chimique des metabasites dans le diagramme de BEBIEN (1973), projection du tétraèdre de YODER et TILLEY sur le plan critique de sous-saturation en silice.

Symboles pleins : échantillons de cette étude ; symboles creux : données de la littérature. Mêmes symboles que sur les fig. 53-56 (triangles renversés : lits albito-gneissiques des metabasites rubanées ; triangle double : épidotite). La majorité de ces metabasites tombent dans le domaine des ophiolites tracé par l'auteur du diagramme.

La question peut se poser de savoir s'il existe des différences chimiques d'une part entre les metabasites des différents massifs, d'autre part entre les divers types pétrographiques. Les diagrammes des fig. 60a-d montrent, dans le cadre de l'échantillonnage dont on dispose, les réponses à ces questions.

Dans le premier diagramme (fig. 60a), qui ne diffère de celui utilisé par ERNST *et al.* (1970) que par l'absence de K_2O au sommet alcalin, ici occupé seulement par Na_2O , les différents types pétrographiques sont répartis sans régularité dans la partie du diagramme pour laquelle les rapports pondéraux des oxydes de Fe et de Mg sont dans les proportions allant de 4 : 1 à 3 : 1. En particulier les glaucophanites ne sont pas dans l'ensemble plus ferromagnésiennes

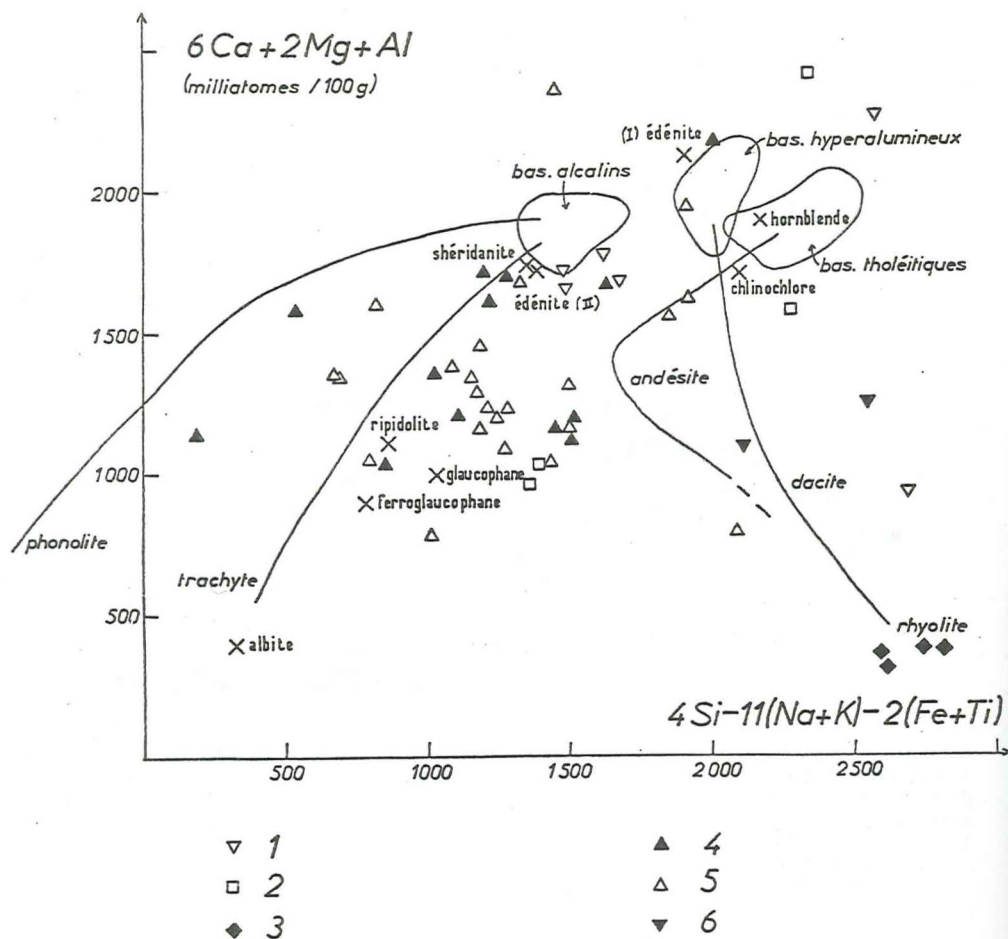


Fig. 59. - Socle Briançonnais : composition chimique des metabasites dans le diagramme de LA ROCHE et LETERRIER (1973), projection du tétraèdre de YODER et TILLEY sur le plan critique de sous-saturation en silice. Les metabasites se reportent en majorité autour de la tendance alcaline saturée. Les lits leucocrates albito-gneissiques des roches rubanées se situent vers les lignes menant aux rhyolites, où se reportent les métagranites et orthogneiss acides interstratifiés. L'épidote se reporte en dehors du diagramme ($6Ca+2Mg+Al = 2718$). Position de quelques minéraux (croix) : ferroglaucophane (n° 516), ripidolite (n° 680), shéridanite (n° 955, d'une roche ophiolitique piémontaise), albite, glaucophane, édenite II, hornblende et clinocllore (DEER et al., 1962), édenite I (LEAKE, 1968).

1. Amphibolite à hornblende + épidote. 2. Roche à structure magmatique + conservée. 3. Métagranite, orthogneiss acide interstratifié. 4. Glaucophanite + épidote. 5. Ovardite et prasinite + glaucophane. 6. Niveau albito-gneissique de roche rubanée.

que certaines ovardites. Les amphibolites à hornblende + grenat + épidote sont cependant un peu plus riches en MgO .

Un deuxième diagramme, montrant les proportions des alcalins et de la chaux (fig. 60b), n'indique pas plus de variation systématique suivant les types pétrographiques. Quelques ovardites qui renferment du mica blanc s'y rapprochent du sommet potassique, mais la majorité des variations s'effectue entre Na_2O et CaO . Celles-ci s'expriment dans la composition minéralogique par les plus ou moins grandes proportions d'albite (ou de glaucophane) et d'épidote. Les amphibolites à hornblende + grenat + épidote sont dans l'ensemble plus riches en CaO . La droite $Na_2O = 2/3 CaO$, qui peut séparer les spilites des basaltes non spilitiques, sépare un quart des échantillons qui ont un chimisme spilitique. Ceux-ci sont tous des ovardites ou lits clairs de roches rubanées : ce sont les roches qui renferment moins d'épidote ou de grenat que les ovardites tombant dans le domaine des basaltes non spilitiques.

Les échantillons analysés semblent un peu différenciés en fonction du massif d'origine (fig. 60c et d), en ce sens que ceux de Vanoise, surtout de la Vanoise méridionale, sont en moyenne plus sodiques, ceux d'Ambin et du val de Bagnes étant plus calciques ; mais il n'y a là peut-être que le reflet de l'échantillonnage et non une différence réelle. De toute façon cette tendance serait à confirmer avec des échantillons plus nombreux.

Dans le diagramme de la fig. 59 quelques minéraux des paragenèses (amphiboles bleues, calciques, édenitiques, différents chlorites, albite) ont été également reportés et on peut y suivre les différents modes d'expression minéralogique d'un même chimisme. Les prasinites et ovardites, ainsi que certaines roches à glaucophane, sont plus proches du pôle albite que les amphibolites, leur chimisme reflétant leur plus grande teneur exprimée en ce minéral. Avant

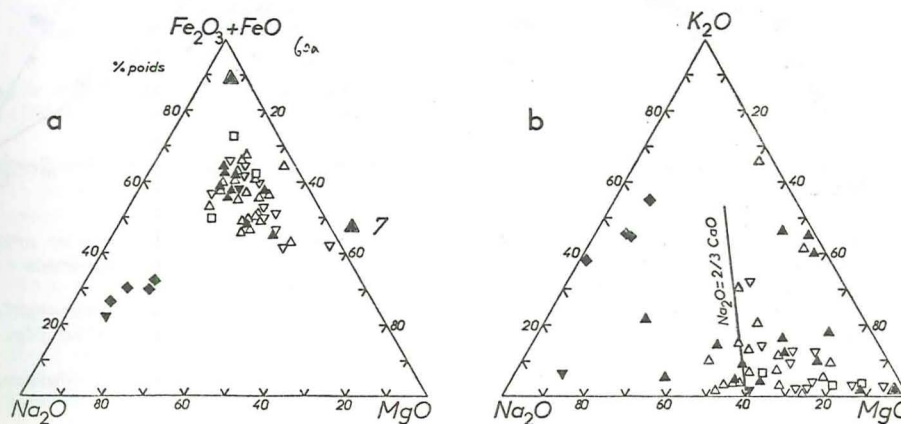


fig. 60 a-b

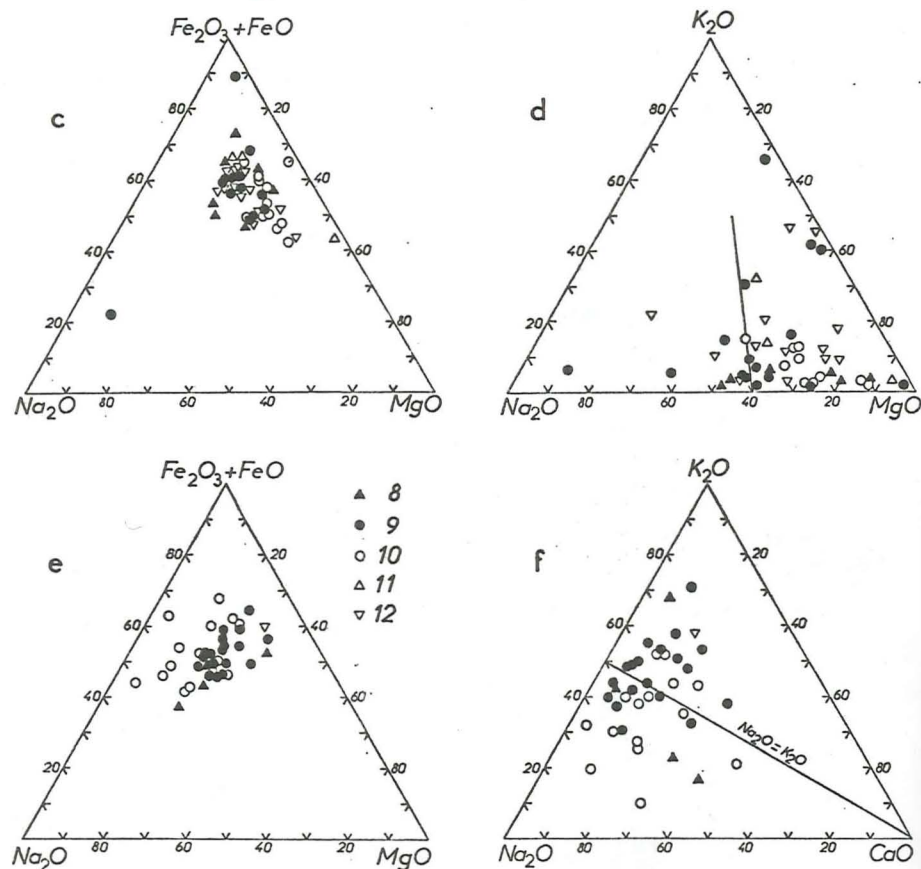


Fig. 60. - Socle brianconnais : composition chimique des metabasites et orthogneiss acides (a, b, c, d) et des micaschistes (e, f) dans les diagrammes ($\text{Fe}_2\text{O}_3 + \text{FeO}$) - Na_2O - MgO (a, c, e) et Na_2O - K_2O - CaO (b, d, f). Les différents symboles figurent les types de roches magmatiques mtarmorphiques (a, b) ou le massif d'origine (c, d, e, f). Mêmes symboles que sur la fig. 59 ; en outre : 7. (triangle double) pidotite. 8. Vanoise septentrionale. 9. Vanoise méridionale. 10. Ambin. 11. Ruitor, val d'Aoste. 12. Val de Bagnes.

de conclure à une différenciation mtarmorphique avec migration de soude des roches amphibolitiques aux roches ovarditiques et prasinitiques, il faut se demander si la différenciation n'est pas primaire (magmatique) : en d'autres termes une amphibolite à hornblende et épidote ne pourrait pas prendre le faciès ovarditique pur.

Les lits clairs, albito-gneissiques, des metabasites rubanées ont des compositions variables. Un échantillon (né 793) prend dans presque tous les diagrammes une position proche des granites, par suite de sa pauvreté en éléments mafiques et de sa richesse en silice et en soude. Le diagramme Na_2O - K_2O - CaO (fig. 60c) le sépare cependant des roches granitiques à cause de sa teneur plus grande en soude exprimée par l'albite : en effet il ne se trouve dans cette roche pas de feldspath potassique et presque pas de mica. Un autre de ces gneiss albitiques, qui comporte cette fois un peu d'épidote et de grenat (né 747, dont les proportions modales sont données plus haut), ne se différencie de l'ensemble des ovarditites et autres roches basiques que par une teneur en silice un peu plus forte (cf. fig. 53 et fig. 58).

3. Les roches d'origine sédimentaire

Les échantillons analysés de métasédiments du socle brianconnais sont des roches où la teneur en silice varie assez fortement ($180 < si < 360$) ; celles en alumine, en alcalins et en ferro-magnésiens varient peu : pour l'ensemble des analyses utilisées, c'est-à-dire celles de ce travail et celles de la littérature, on a :

$$\begin{aligned} 35 &< al < 46 \\ 24 &< fm < 45 \\ 11 &< alk < 28 \end{aligned}$$

Dans la classification de NIGGLI (1934) la majorité (4/5) des schistes sont des roches alumino-silicatées (groupe VII), quelques-unes sont alcalines (groupes I et II) ou calco-alcalines (groupe III).

On a vu (diagrammes des fig. 54 et 55) que ce sont des grauweekes et des shales. Dans les diagrammes des fig. 60e et f elles apparaissent plus ferrières que magnsifres et aussi sodiques que potassiques.

Une certaine différenciation apparaît dans les échantillons dont on dispose entre les roches analysées provenant de Vanoise et celles d'Ambin, celles-ci étant plus sodiques. Ici encore l'échantillonnage peut être responsable de cette différence, le choix ayant pu se porter dans le massif d'Ambin surtout sur des gneiss et des micaschistes albitiques, et en Vanoise sur des faciès plus schisteux, donc plus riches en micas. Mais il peut aussi s'agir d'une différence réelle dans la lithologie des métasédiments de ces deux massifs. Il faut toutefois souligner l'inconvénient des diagrammes tels que ce diagramme soude-potasse-chaux, qui sont établis en proportions ramenées à 100 % et non en valeurs absolues dans une quantité fixe d'échantillon : ils peuvent montrer très séparés des échantillons pour lesquels les différences sont de l'ordre de la fraction de %.

4. Les orthogneiss acides

Dans la classification de Lacroix les orthogneiss acides analysés ont un chimisme de granite alcalin, qu'ils proviennent de l'affleurement granitique ou des bancs interstratifiés. Ces roches sont reportées dans tous les diagrammes dessinés pour les metabasites, afin que leur position et celle des lits clairs des roches rubanées puissent être comparées. Les orthogneiss acides sont pauvres en titane (diagramme *ti/st*, fig. 53). Ils appartiennent aux séries calco-alcalines ou intermédiaires (diagramme de LA ROCHE, fig. 54). Les proportions de soude et de potasse exprimées en pourcentages pondéraux sont équivalentes (diagramme fig. 59a), ce qui équivaut à Na en millièmes un peu plus abondant que K (fig. 54). Rappelons que l'échantillon de lit clair de roches rubanées, qui apparaît souvent dans les diagrammes à côté de ces orthogneiss acides-metagranite, s'en sépare par la teneur presque nulle en potasse.

Conclusion sur le chimisme

Les séries des différents massifs de socle briançonnais représentés dans l'échantillonnage se composent d'une partie sédimentaire peu évoluée, en majorité des grauwackes passant à des shales, de roches mafiques à chimisme gabbroïque à dioritique (basaltique à andésitique), dont le caractère spilitique est plus ou moins accentué, et de roches acides à gisement intrusif ou interstratifié.

Dans certaines de ces roches mafiques se reconnaît encore une texture ou une structure magmatique. Pour d'autres, qui sont actuellement des ovar-dites, des glaucophanites ou des amphibolites à hornblende, la question de l'origine magmatique est plus délicate. Quels sont les faits ?

- Il existe des alternances avec des micaschistes, surtout en bordure des masses basiques ; ceci peut évoquer des tufs ou des tuffites interstratifiés avec les sédiments, mais n'exclut pas des coulées de lave.
- Associées aux ovar-dites se trouvent parfois des roches où se devinent encore des structures magmatiques, doléritiques, ophitiques (?) ; il a donc dû y avoir des termes volcaniques ou subvolcaniques. Un fait important est aussi la présence de pillows dans la zone du Grand-Saint-Bernard valaisan (val de Bagnes : SCHAER, 1960).
- Certaines metabasites montrent un rubanement de composition, avec alternance de lits mafiques et felsiques. Ce rubanement pourrait être dû à une différenciation métamorphique énergique (certainement anté-alpine étant donné le caractère du métamorphisme alpin, mais peut-être affectée d'un phénomène de transposition suivant les plans alpins de déformation), ou bien constituer un phénomène primaire.

L'ensemble rappelle un peu les prasinites de la zone piémontaise, où l'on connaît quelques niveaux gabbroïques. L'origine de ces prasinites n'est pas, elle non plus, pleinement élucidée (DAL PIAZ, 1971b) : en partie coulées sous-marines, en partie gabbros, en grande partie tufs ou tuffites. Ces diverses origines pourraient aussi être représentées dans la série du socle briançonnais.

La parenté "ophiolitique" de ces metabasites qu'évoque la présence de pillows, de roches à chimisme gabbroïque, celle très hypothétique de serpentine chloritisée et les caractères chimiques (fig. 58, 59), s'accorde avec la nature des métasédiments qui sont en majorité des grauwackes, pour faire de la série le remplissage d'une fosse ("géosynclinal").

Les roches acides, metagranite et orthogneiss interstratifiés, sont chimiquement et pétrographiquement très proches. Chimiquement elles se distinguent des lits felsiques des roches rubanées par leur caractère potassique opposé à la nature très sodique de ces derniers et minéralogiquement par la présence de feldspath potassique. Le metagranite semble avoir un gisement intrusif, discordant dans les metabasites rubanées qui forment son encaissant. Au front de son gisement se trouvent accumulés des éléments ferromagnésiens, titanés et phosphorés sous la forme d'une roche surmicacée à sphène et apatite. Les données dont on dispose ne permettent pas de déterminer s'il existe quelque lien génétique entre le metagranite et les orthogneiss acides interstratifiés.

RELATIONS PARAGENETIQUES

Reprenons les relations entre minéraux, déjà mentionnées dans la description pétrographique, pour essayer d'en tirer leur succession chronologique.

1. Les minéraux

GRANAT. Au cours de leur croissance les grenats ont pu englober des inclusions souvent titanées qui apparaissent maintenant en structure en boule de neige, sous forme de sphère (pl. E b). Avec les inclusions de quartz, fréquentes dans les micaschistes, ce sont en général les seuls témoins du moment de leur cristallisation. Dans le Rutor comme dans la zone du col du Grand-Saint-Bernard, le grenat fait partie d'une paragenèse ancienne à disthène. La biotite brune dessine une foliation ultérieure et se trouve dans les cassures du grenat.

Ensuite les grenats ont subi des contraintes, ont été fragmentés et remplacés. Dans les halos d'étirement se trouvent quartz, chlorite, chloritoïde. La foliation indiquée dans les micaschistes par les micas blancs se courbe autour d'eux en les érodant (pl. B a). Dans les craquelures s'insinuent glaucophane, chlorite, biotite verte, mica blanc, stilpnomélane. Lorsqu'il est remplacé, c'est soit par l'épidote + oxydes de fer, soit par la chlorite qui peut en conserver strictement la forme, soit encore par l'amphibole bleue (pl. B b, c, e). Sauf lorsqu'il est à l'état résiduel, sa taille dépasse les dimensions moyennes de ces autres minéraux.

PYROXÈNE JADEITIQUE. Le pyroxène jadéitique se trouve en reliques indépendantes de la foliation principale de ses roches hôtes. Il ne reste pas de trace d'un minéral antérieur qu'il aurait remplacé (dans des gneiss acides d'Ambin, attribués au Paléozoïque supérieur, ainsi que dans la zone d'Acceglio, ils remplacent des feldspaths potassiques ; voir plus loin). La destruction du pyroxène sodique donne une amphibole bleue, de l'albite et un mica blanc (pl. C e). Des granules d'oxydes de fer lui sont associés (cf. note p. 201).

AMPHIBOLE. L'amphibole verte, relativement rare dans Ambin et en Vanoise mais plus fréquente dans le Rutor, est antérieure à l'amphibole bleue qui peut en dériver et en englober des restes. La taille de ses cristaux dépasse en général celle des autres minéraux de la même roche, ce qui est un autre argument pour la considérer comme n'appartenant pas à la même paragenèse.

Postérieure au pyroxène sodique et à l'amphibole verte, l'amphibole bleue (ferroglaucophane ou crossite dans les échantillons analysés) l'est aussi au grenat dont elle peut englober des fragments et dans les fissures duquel elle s'insinue (pl. B b, c, e) (cas en Vanoise, Ambin, val d'Aoste) et à une biotite qu'elle remplace (Ambin : GAY, 1970). Elle semble en équilibre avec le sphène ; les granules de sphène inclus dans l'amphibole bleue semblent représenter le surplus titané provenant de l'amphibole verte antérieure. Amphibole sodique et épidote doivent être grossièrement contemporaines, car leurs cristaux s'englobent mutuellement. On n'a rencontré que dans un seul échantillon

un deuxième type d'amphibole bleue, plus colorée, postérieure au premier type.

Les zonations fréquentes rencontrées dans les amphiboles bleues, où les parties les plus colorées se trouvent soit en bordure soit au contact avec des minéraux ferrifères tels que le grenat, semblent dues moins à une zonation de croissance en liaison avec l'évolution des conditions physiques, qu'à la disponibilité locale des éléments ferro-magnésiens. Le grenat (qui est surtout un almandin) a cédé du fer à l'amphibole qui a d'abord crû à ses dépens. Cette zonation témoigne de la faiblesse des diffusions des éléments à l'intérieur non seulement de la roche, mais aussi des grains mêmes.

L'altération de l'amphibole bleue implique plusieurs espèces minérales (pl. B d ; pl. F d), amphibole bleu vert, biotite verte, chlorite + albite, stilpnomélane, peut-être un mica blanc (paragonitique ??), dont on verra plus loin l'ordre de succession relatif.

L'amphibole bleu vert est une amphibole bien colorée que l'on a rencontrée en altération d'amphibole bleue. Elle peut aussi prendre un grand développement et former des cristaux automorphes. Sa présence est favorisée par la proximité de minéraux calciques tels que l'épidote, le sphène, le grenat.

Elle est grossièrement contemporaine ou antérieure à la biotite verte et est antérieure à une partie de la chlorite qui l'altère.

Dans des roches ovariditiques on trouve parfois une amphibole incolore (trémolite-actinote ?), soit mêlée à la chlorite, soit squelettique et englobée dans l'albite. Comme ses fines aiguilles sont orientées dans la foliation indiquée par la chlorite, on peut supposer qu'elle aussi est postérieure à l'amphibole bleue.

CHLORITOÏDE. Dans le Rutor le chloritoïde en amas (pl. F b) remplace de manière évidente un minéral antérieur, dont quelques reliques ont montré à FABRE qu'il s'agissait de staurotide. Le même phénomène de destruction de staurotide en mica blanc et chloritoïde se rencontre au col du Grand-Saint-Bernard où il en existe de nombreuses reliques. Dans ces roches le chloritoïde peut aussi se trouver dans les halos d'étirement des grenats ou même dans ses fissures ; il y voisine parfois avec une amphibole bleue avec laquelle il semble en équilibre. La foliation dans laquelle il se trouve est antérieure aux replis de crénulation (pl. G a).

La déstabilisation implique en premier lieu de la chlorite, ainsi qu'un mica blanc. Il n'est pas exclu que des concentrations de chlorite dans des micaschistes de Vanoise en dérivent.

MICA BLANC. Les micas blancs forment les plus grands cristaux rencontrés, jusqu'à 8 cm dans le Rutor. Le plus souvent ses grandes lamelles sont actuellement fragmentées par les déformations, mais encore reconnaissables en échantillon. En lame mince on les voit courbées et partiellement transformées en une purée (pl. C a). De petites paillettes isogranulaires disposées régulièrement à plat dans la foliation apparaissent de cristallisation ultérieure. Il en va de même pour celles situées dans les craquelures des grenats.

On a vu dans la partie minéralogique que dans le socle briançonnais il s'agit le plus souvent de muscovite (ferrimuscovite), avec parfois un peu de paragonite. Le fait que la paragonite exprimée ait été rencontrée dans des

roches où l'amphibole bleue a subi un début de transformation, pourrait indiquer que la paragonite en dérive, soit directement en l'épigénisant, soit indirectement, le mica blanc qui cristallise à ce moment profitant du Na rendu disponible.

Dans le métagranite et dans les orthogneiss acides interstratifiés les micas blancs en paquets mêlés d'oxydes de fer, d'un peu de chlorite et parfois minéraux titanés, semblent issus d'anciennes biotites. Ultérieurement la biotite, maintenant vert bronze, rarement brunâtre, s'y régénère (pl. E e).

Les feldspaths potassiques de tous ces orthogneiss acides montrent une transformation plus ou moins avancée en fin mica blanc.

BIOTITE. La biotite brune anté-alpine n'est que rarement conservée (dans le Ruitor où elle est postérieure au grenat et au disthène ; dans le massif d'Ambin où elle est généralement remplacée par l'amphibole bleue). Dans le métagranite et les orthogneiss acides la biotite vert bronze ou brunâtre semble croître aux dépens du mica blanc (pl. E e). Elle s'y développe aussi sur les feldspaths potassiques. Dans les metabasites elle contribue avec l'amphibole bleu vert et la chlorite à l'altération de l'amphibole sodique. Dans les ovardites elle est intimement mêlée à la chlorite dans les mêmes structures (foliation et crénulation). Dans les associations biotite-chlorite, la première se trouve souvent de préférence au voisinage immédiat de sphène, parfois de grenat. On n'a pas trouvé d'inclusion de biotite verte dans l'albite.

Il arrive, mais rarement, que biotite et stilpnomélane se trouvent dans un même échantillon. On n'a pas pu mettre alors en évidence de passage d'un minéral à l'autre ou quelque autre indice d'instabilité de l'un par rapport à l'autre.

CHLORITE. La chlorite est le minéral remplaçant presque tous les autres minéraux ferromagnésiens : amphiboles vertes, bleues et bleu vert, grenats, chloritoïde. C'est parfois seulement une pseudomorphose, les contours du minéral originel étant conservés : c'est le cas assez souvent pour les

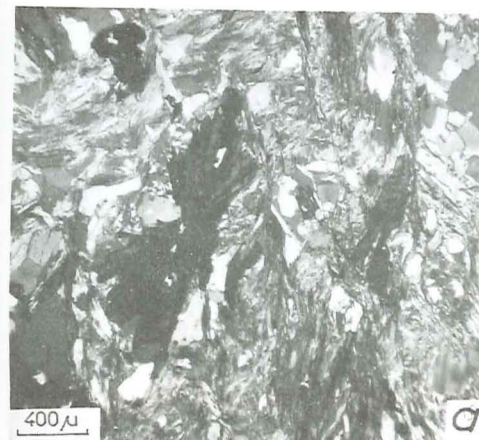
Pl. G. a. Chloritoïde en faisceau, situé dans une foliation ultérieurement affectée d'un clivage de crénulation. Micaschiste à chloritoïde du massif d'Ambin. Bramans, vallon d'Ambin. Ech. n° 1076. Lum. an.

b. Veine à quartz, chlorite (chl) et stilpnomélane (stilp). Celui-ci relaie la chlorite lorsque la veine coupe l'amphibole verte. Metabasite à amphibole du socle de Vanoise. Peisey-Nancroix, cirque de Bellecôte. Ech. n° 424. Lum. an.

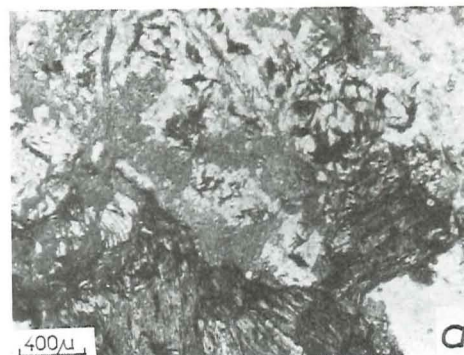
c. Fines aiguilles de rutile remplaçant un grain de sphène dans un micaschiste à glaucophane s.l. chloritisé du socle de Vanoise. Termignon, versant E de Chasseforêt. Ech. n° 936. Lum. nat.

d. Gerbes de stilpnomélane dans un gneiss albitique (lit leucocrate de metabasite rubanée) dans le socle de Vanoise. Termignon, front du glacier de l'Arpont. Ech. n° 790. Lum. nat.

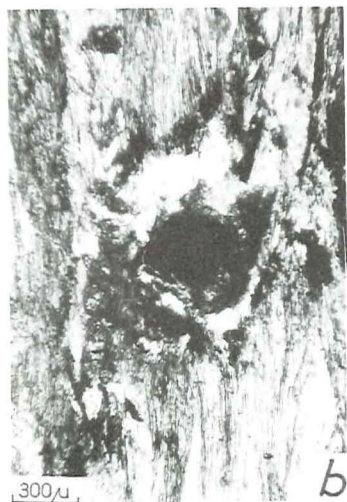
e. Chlorite (ripidolite) en paillettes empilées dans une lentille quartzo-chloriteuse. Permien du massif d'Ambin. Col d'Ambin. Ech. n° 650. Lum. nat.



pl. G



pl. H



grenats et les amphiboles bleues, celles-ci pouvant se transformer en un amas de très fins granules de chlorite et d'albite. (pl. B d). La chloritisation a lieu aussi à partir des bords et des cassures des cristaux, ce qui mène ensuite à un aspect en taches. Très souvent la chlorite débordé les cristaux antérieurs sans tenir compte de leurs directions cristallographiques.

Elle est en partie grossièrement contemporaine de la biotite, ainsi que du stilpnomélanite, comme le montre l'observation d'une veine quartzo-chloriteuse, où la chlorite est relayée par le stilpnomélanite dans la traversée d'amphibole verte (pl. G b).

Elle est contemporaine d'au moins une partie de l'albite, celle qui résulte de la destruction de l'amphibole bleue. La cristallisation de l'albite a cependant dû se poursuivre après celle de chlorite, car ses poeciloblastes recoupent à l'emporte-pièce les lits chloriteux (pl. F a).

STILPNOMÉLANE. Le stilpnomélanite contribue au remplacement des minéraux suivants et s'insinue dans leurs cassures : grenat, amphibole verte, amphibole bleue, épidotes. Ses relations paragenétiques avec la biotite et la chlorite ont été évoquées ci-dessus.

En petites gerbes (pl. G a) ou faisceaux issus de la foliation il semble de cristallisation très tardive, mais il faut souligner qu'il peut être inclus dans l'albite.

EPIDOTE. Zoïsite et clinozoïsite remplacent, souvent en fins granules, d'anciens plagioclases dans des roches à structure magmatique partiellement conservée.

Dans l'altération des grenats c'est souvent la pistacite ou la clinozoïsite que l'on rencontre. C'est elles aussi que renferment les ovaridites. La pistacite peut y être légèrement zonée. Rappelons l'épidotite à pistacite associée, en nodules et lits parfois boudinés, à des metabasites rubanées (Vanoise méridionale, Rutor, Ambin). Elle est en équilibre avec l'amphibole sodique dont elle peut renfermer des granules et qui peut l'englober.

Pl. H. a. Pyroxène jadéitique altéré, formant un nodule contourné par la foliation dans un micaschiste à jadéite et glaucophane s.l. de la zone d'Acceglio. Haute Ubaye, col du Longet. Ech. n° 1136. Lum. nat.

b. Pyroxène jadéitique altéré, antérieur à la foliation indiquée par l'amphibole bleue et le mica blanc. Micaschiste à jadéite et glaucophane s.l. de la zone d'Acceglio. Ech. n° 1137a. Lum. nat.

c. Un lit de glaucophane s.l. est traversé par une veine albitique. Au milieu se développe une amphibole bleue beaucoup plus sombre. Micaschiste à jadéite et glaucophane s.l. de la zone d'Acceglio. Haute Ubaye, col du Longet. Ech. n° 1137a. Lum. nat.

d. Biotite brune (en bas à droite), en grande partie transformée en mica blanc + hématite ; feldspath potassique séricitisé (gris) ; stilpnomélanite développé surtout en association avec le quartz, un peu aussi sur les anciennes biotites et dans le feldspath potassique. "Gneiss du Sapey" à Courchevel, ruisseau de la Saulière. Ech. n° 36. Lum. nat.

e. Stilpnomélanite en houppes dans un micaschiste (permien ?) de Vanoise. Pralognan, lac Blanc. Ech. n° 206. Lum. nat.

Elle est parfois développée autour d'un cœur d'allanite.

ILMENITE, SPHÈNE, RUTILE. L'ilménite est toujours une relique en cours de transformation en sphène.

Les inclusions hélicitiques des grenats sont souvent constituées de sphène qui, dans ce cas, semble anté-alpin comme eux.

Le sphène est en équilibre avec l'amphibole sodique à l'intérieur de laquelle il peut constituer des résidus titanés non assimilés, hérités de l'amphibole verte antérieure. Il semble stable avec l'épidote avec laquelle il ne montre pas de réaction. Il peut être abondant dans les ovardites où il semble en équilibre encore avec la chlorite et la biotite. Toutefois il se transforme aussi en rutile dont les fines aiguilles s'échappent des grains de sphène (pl. G c). Ce rutile, dont l'abondance a déjà été signalée antérieurement (TERMIER, 1891 ; VALLET, 1950 ; etc.), peut être inclus non seulement dans l'albite, mais parfois aussi dans l'amphibole bleue et le chloritoïde. Pour cette raison ses relations paragenétiques semblent difficiles à interpréter.

ALBITE. La teneur en anorthite de l'albite semble située en moyenne vers 5-7 %. Dans le massif d'Ambin LORENZONI (1965) et GAY (1970, 1972) signalent un rare oligoclase. Dans quelques micaschistes, l'albite se présente en cristaux de la même taille que le quartz, maclés albite, disposés dans les mêmes lits que le quartz. Dans ce cas elle n'englobe pas les autres minéraux et pourrait s'interpréter comme faisant partie d'une première association (à mica blanc et quartz).

Le plus souvent cependant on la trouve en gros poeciloblastes xénoblastiques arrondis, aux bordures non rectilignes, aux macles rares (albite, Carlsbad). Elle inclut tous les autres minéraux (grenat, amphiboles, quartz, tourmaline, sphène, rutile, micas blancs, stilpnomélane) ; seule la biotite n'y a pas été trouvée. Elle recoupe à l'emporte-pièce les lits phylliteux des ovardites et prasinites, parfois aussi des micaschistes (pl. C c ; pl. F a). Elle remplace les pyroxènes sodiques en granules associés à des oxydes de fer et avec de la chlorite, les amphiboles bleues.

FELDSPATH POTASSIQUE. Les feldspaths potassiques sont des microclines perthitiques, toujours reliques. Ils se montrent en effet en cours d'altération en fin mica blanc, parfois aussi en biotite verte. Du stilpnomélane peut y apparaître, mais rarement. (Dans des gneiss d'Ambin attribués au Paléozoïque supérieur et dans la zone d'Acceglio, il s'altère aussi en pyroxène jadéitique).

QUARTZ. Les grands nodules pluricristallins de quartz à extinction onduleuse peuvent être considérés comme des reliques par rapport aux dernières paragenèses de la roche ; certains représentent peut-être des microgalets. Il n'est pas rare de voir le quartz morcelé et entouré d'un mortier de fins cristaux ; c'est le cas dans les orthogneiss acides et dans beaucoup de micaschistes. Son extinction est souvent onduleuse.

Certains cristaux de quartz sont postérieurs au grenat, car ils figurent dans ses halos d'étiement. L'albite en englobe des grains.

DISTHÈNE et STAUROTIDE. Disthène et staurotide ont été rencontrés dans le Rutor à l'état de reliques, le premier par l'auteur (éch. 1262 ; BOCQUET, 1974e), le deuxième par FABRE (1961). Ils sont connus avec de la sillimanite et de l'andalousite dans la zone du col du Grand-Saint-Bernard (OULIANOFF et TRUMPY, 1958). Le disthène est substitué par de fins micas blancs (pl. F c). La transformation du staurotide donne naissance à du chloritoïde, un fin mica blanc et du quartz (pl. F b).

TOURMALINE. Les relations paragenétiques de la tourmaline avec les autres minéraux sont difficiles à déterminer. Elle n'inclut que parfois quelques poussières opaques ou un premier grain de tourmaline. On peut la trouver dans les cassures des grenats. Elle est presque toujours zonée. L'albite peut l'englober.

CARBONATE. Les carbonates ferri-fères (ankérite probable) sont souvent profondément cariés jusqu'à ne plus laisser subsister que les fantômes des contours autoblastiques et des clivages dessinés par du fer oxydé (limonite ?).

Dans la roche elle-même la calcite est xénoblastique, interstitielle, parfois englobée par l'albite ; elle est automorphe et associée au quartz ou à l'albite dans les veines sécantes. Parfois elle reste incluse dans l'amphibole sodique qui a remplacé une amphibole verte, montrant que certains éléments non absorbés par le minéral d'altération n'ont pas migré.

2. Les successions des paragenèses

Parmi les minéraux rencontrés choisissons-en deux qui servent de repères dans une chronologie relative : l'amphibole bleue et la chlorite ont l'avantage qu'elles montrent nettement de quels minéraux elles proviennent et, pour la première, lesquels en découlent. Il n'est théoriquement pas impossible qu'il existe plusieurs générations d'amphiboles bleues, puisque c'est le cas pour l'ensemble des Alpes occidentales (cf. chapitre sur la chronologie), ou plusieurs générations de chlorite. Toutefois cela n'apparaît pas clairement au microscope : sauf cas exceptionnel (le micaschiste à jadéite et glaucophane décrit plus haut : n° 303) on ne voit pas d'amphiboles bleues de caractères différents disposées de manière sécante l'une par rapport à l'autre ou l'une entourant l'autre.

Il est vain d'essayer de dresser un tableau chronologique relatif complet de tous les minéraux rencontrés. On vient de voir que les relations paragenétiques de certains ne peuvent être établies. Pour la plupart des autres on sait seulement qu'à un certain stade ils ont été stables avec certains autres, ou leur ont été antérieurs ou postérieurs, mais cela ne suffit pas pour déterminer le moment où a débuté cette stabilité et quand elle a cessé. C'est le défaut de ces tableaux chronologiques qui sacrifient l'exactitude à la recherche d'un caractère complet. Une comparaison des chronologies relatives proposées par différents auteurs pour les Alpes occidentales à partir de leurs observations microscopiques est à ce sujet très instructive.

a) Avec l'amphibole sodique ont dû être stables très probablement le chloritoïde, ainsi que le mica blanc phengitique et la pistacite.

b) Les minéraux antérieurs à l'amphibole sodique et aux minéraux qui lui semblent chronologiquement associés sont :

- le pyroxène jadéitique
- peut-être la zoïsite et la clinozoïsite
- l'amphibole verte, le grenat, le staurotide, le disthène, la biotite brune,

minéraux qui appartiennent en fait à au moins quatre paragenèses différentes. La zoïsite et la clinozoïsite, issues notamment de la molécule anorthite des plagioclases, peuvent avoir été stables avec le pyroxène jadéitique, ou être plus récentes que lui. Ces minéraux appartiennent à un faciès de pression relativement élevée, à attribuer aux premiers phénomènes métamorphiques alpins de la région.

L'amphibole verte, le grenat, le staurotide et le disthène pourraient représenter ensemble un faciès amphibolite à almandin, suivi d'un autre à biotite et mica blanc, car :

- la disposition du disthène est indépendante de la foliation dessinée par la biotite et antérieure à elle ;
- celle-ci se situe entre les morceaux du grenat fragmenté ;
- la taille de la biotite est nettement inférieure à celles qu'ont dû avoir le disthène et le grenat.

La fig. 61 montre ces paragenèses dans les diagrammes triangulaires ACF-A'KF. Les domaines des micaschistes et roches basiques de Vanoise (analyses de l'auteur) y ont été indiquées. Le report d'autres analyses provenant de la littérature, de Vanoise ou d'Amblin, élargirait quelque peu ces domaines. Dans ces diagrammes on voit notamment que :

- une paragenèse à staurotide, disthène et feldspath potassique n'a pu exister que dans des roches très alumineuses, plus que la plupart des micaschistes de Vanoise. On ne possède pas à l'heure actuelle d'analyse de métasédiments du Ruitor ; un calcul effectué à partir de la composition modale d'un micaschiste à grenat et chloritoïde (ex-staurotide) du Ruitor et d'un micaschiste analogue du col du Grand-Saint-Bernard a montré qu'en effet ces roches se rapprochent des sommets A-A'.
- le microcline n'a pu exister dans une roche à mica blanc en même temps que disthène et staurotide.
- le staurotide n'a pu coexister avec à la fois du disthène et un almandin pur, ni le staurotide avec la biotite en présence de muscovite et d'almandin. Rappelons que précisément dans le Ruitor et au col du Grand-Saint-Bernard les grenats des micaschistes analysés à la microsonde sont parmi les plus riches en almandin (77 à 80 %). Néanmoins les teneurs en grossulaire quoique faibles (13-14 %), pourraient théoriquement suffire à éviter l'instabilité du staurotide en présence de disthène et de ces grenats.
- les micaschistes de Vanoise ont pu avoir comme paragenèses dans un faciès amphibolite : mu-bi-alm ou mu-mi-alm ; staur-mi-alm ou, pour quelques-uns seulement, staur-mu-alm. En raison de leur teneur en K les orthogneiss acides et en particulier le métagranite tombent dans le champ mu-mi-bi.

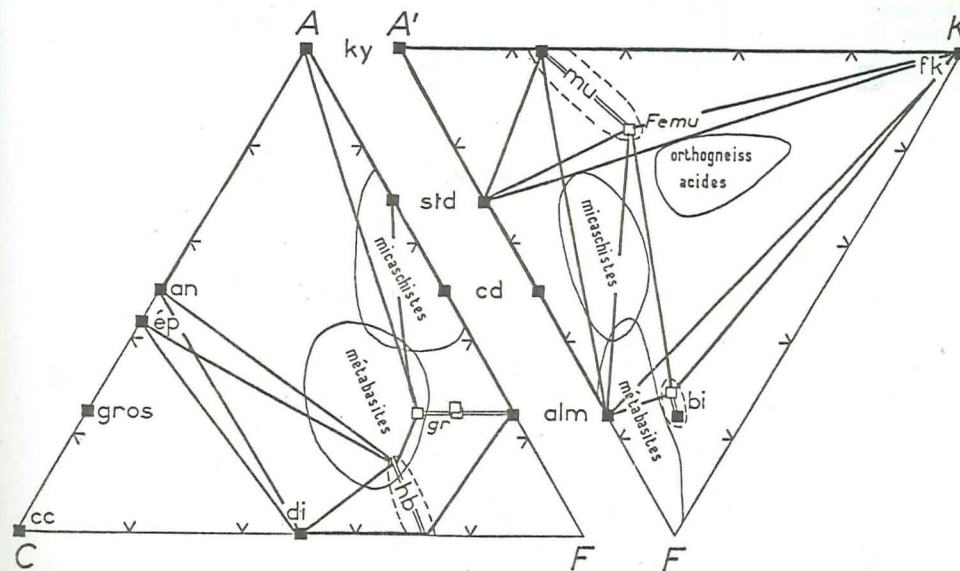
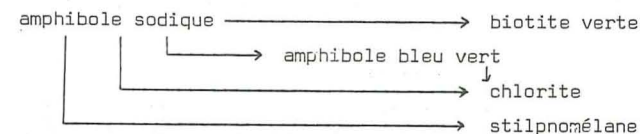


Fig. 61. - Socle briangonnais : diagramme ACF-A'KF montrant les associations possibles dans un faciès amphibolite et les domaines des métabasites, orthogneiss acides et micaschistes de Vanoise analysés. Position de quelques minéraux d'après leur composition théorique (carrés noirs) ou leur analyse (carrés blancs : ferrimuscovite n° 767, grenats n° 808, 812, B.23 et biotite d'Amblin, GAY, 1972). Ont été observées les associations anté-alpines reliques : (1) ky-gr ; std-gr ; hb-gr ; hb-di. (2) mu-bi ; mu-fK.

- des minéraux tels que l'épidote, un plagioclase basique, le diopside-hedenbergite (effectivement signalé dans une amphibolite d'Amblin par GAY, 1972) ont pu faire partie de ces paragenèses.

c) Après la paragenèse à amphibole bleue -épidote-chloritoïde (très probable), on observe les successions :



La transformation sphène → rutile est difficile à situer par rapport à l'amphibole bleue (avec et/ou après celle-ci ?).

A la chlorite est associée l'albite dont la croissance a dû se poursuivre plus longtemps que celle de la chlorite. L'albite a pu cristal-

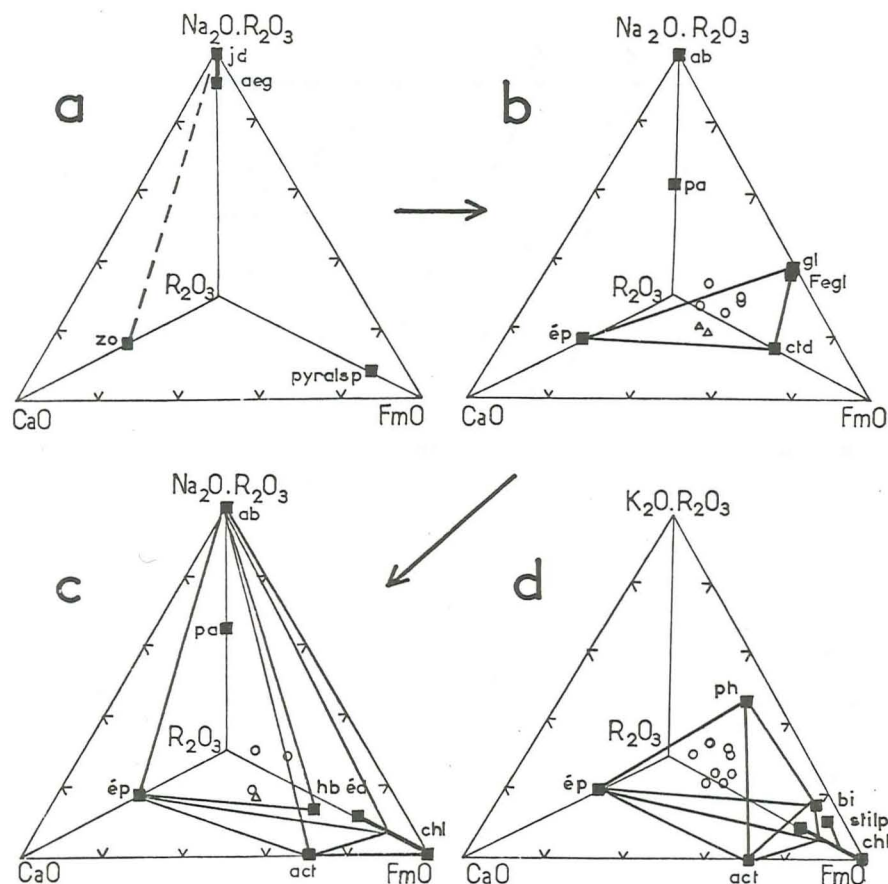


Fig. 62. - Socle briangonnais : évolution des paragenèses alpines dans les tétraèdres sodiques (a, b, c) ou potassiques (d). $R_2O_3 = (Al, Fe)_2O_3$. $RO = (Fe, Mg, Mn)O$. Les lignes de liaison sont tracées seulement entre les minéraux dont on a pu observer la co-stabilité. Position de quelques minéraux d'après leur composition théorique ou d'après leur analyse (hb éd : "hornblende édénitique"). Position de quelques roches analysées de Vanoise, qui présentent l'association minéralogique du tétraèdre où elles sont reportées : micaschistes (cercles) et metabasites (triangles); ces points tombent à l'intérieur des tétraèdres, non sur leurs faces. Une première paragenèse à pyroxène jadéitique + zo? + ? a été suivie de la paragenèse à amphibole sodique + ctd+ép+sph, elle-même suivie de différentes associations de schistes verts. Cette succession de faciès ne coïncide pas nécessairement avec des phases chronologiquement séparées. La paragonite a une position incertaine dans cette succession.

liser déjà en même temps que l'amphibole bleu vert qui n'absorbait pas toute la soude venant de l'amphibole bleue. L'épidote *s.str.* était stable avec la chlorite. La suite de ces paragenèses est figurée dans les tétraèdres de la fig. 62. Seuls les minéraux en coexistence certaine y ont été reliés. On y voit les paragenèses des micaschistes avec ou sans glaucophane, des glaucophanites et des ovardites, dont quelques analyses ont été reportées.

Ces successions de minéraux ne coïncident pas toutes avec les phases successives de métamorphisme ; en d'autres termes une même phase de métamorphisme peut englober plus d'un seul faciès. Grâce aux datations effectuées dans d'autres zones des Alpes occidentales [HUNZIKER, 1974b, avec autres références ; BOCQUET *et al.*, 1974], on sait que les amphiboles bleues et bleu vert se sont succédé au cours d'une même phase ; une partie de la chlorite a pu aussi apparaître déjà alors, quoique l'essentiel de sa formation se situe probablement à un stade ultérieur.

Dans le premier tétraèdre seuls les pyroxènes sodiques et la zoïsite ont été reliés, à titre d'hypothèse, mais il est évident que la paragenèse devait comporter quelque minéral ferromagnésien. L'association à glauc-ctd-ép a pu comporter aussi de l'albite (ou de la paragonite ?) comme quatrième phase du système. Après cette association, Fe" et Mg ont pu être exprimés successivement par des amphiboles calco-sodiques ou calciques, ou la chlorite. La position chronologique de la paragonite étant incertaine, les lignes de liaison n'ont pas été figurées pour la relier à d'autres minéraux.

Dans le quatrième tétraèdre dont un sommet est occupé non plus par Na_2O , mais par K_2O (+ R_2O_3), les différents minéraux potassiques identifiés ont été reportés. L'association dessinée, à mica blanc et épidote, comporte aussi une chlorite peu alumineuse et soit de la biotite, soit du stilpnomélane. Une chlorite de cette composition ne pourrait être en équilibre avec la biotite, mais du stilpnomélane devrait se former à la place, si les conditions P-T le permettent.

3. Age des grenats

L'inclusion de fragments de grenat dans l'amphibole bleue montre que l'opinion d'une association stable des deux minéraux ne peut être maintenue : les grenats sont antérieurs aux amphiboles bleues. Mais avant celles-ci ont existé non seulement les paragenèses anté-alpines de faciès amphibolite, mais aussi les associations à pyroxènes jadéitiques. D'où la question qui se pose : y aurait-il eu dans le socle briangonnais un épisode métamorphique à élogites? Les glaucophanites à grenat dériveraient-elles d'associations à omphacite-grenat ?

D'anciennes élogites sont en effet connues dans les massifs cristallins delphino-helvétiques (von RAUMER, 1974 et *in* BORIANI *et al.*, 1974, avec références antérieures ; MOTTANA, 1972). Elles sont considérées comme varisques précoces ou calédoniennes.

L'omphacite n'a pas été trouvée dans les metabasites transformées en glaucophanites. Le seul minéral que l'on y voit altéré en glaucophane *s.l.* y est une hornblende verte. Le pyroxène sodique n'a été trouvé, dans le socle, que dans des micaschistes ou en veines, sans grenat et il est jadéitique,

On sait (COLEMAN *et al.*, 1965 ; GHENT et COLEMAN, 1973 ; SMULIKOWSKI, 1968, 1972) que les grenats des élogites des séries alpinotypes (groupe C de Coleman) n'ont pas un chimisme très particulièrement riche en pyrope, mais qu'il peut s'y trouver des almandins. Les analyses de grenats des élogites alpines (BEARTH, 1967, 1973 ; CALLEGARI et VITERBO, 1966) montrent en effet de 39 à 60 % de molécule d'almandin. Le chimisme des grenats analysés dans les metabasites de Vanoise pourrait être aussi bien celui de grenats élogitiques qu'amphibolitiques. Leur structure en boule de neige montre toutefois qu'ils ont crû pendant des déformations, ce qui est peu souvent le cas des élogites.

Si on ne peut pas refuser définitivement l'hypothèse d'élogites maintenant transformées dans le socle briançonnais, à quoi correspondent les grenats des micaschistes, dont la zonation a la même allure ? Un autre argument à l'encontre d'une origine élogitique des grenats est que dans le (ou les) faciès amphibolite anté-alpins des grenats ont nécessairement dû accompagner la hornblende, le staurotide, etc., dans les roches suffisamment riches en Fe, Mg et Ca, ce qui est le cas de beaucoup des roches analysées (*cf. fig. 62*). Les roches à grenat de la 4e écaille (Serre-Chevalier) et plusieurs du Rutor en sont les témoins. Les grenats élogitiques hypothétiques auraient ainsi dû se former à côté d'autres grenats plus anciens, amphibolitiques. Si l'échantillonnage utilisé pour les études à la microsonde est, quoique restreint, représentatif, on peut affirmer que les grenats de Vanoise résultent d'une seule et même croissance continue, effectuée en une seule période sans hiatus.

L'âge uniquement anté-alpin des grenats du socle briançonnais paraît donc actuellement l'hypothèse la plus plausible dans la région étudiée.

4. Age du métagranite de Vanoise

Les arguments de terrain (discordance du contact, filons associés) indiquent un gisement intrusif du métagranite dans les roches rubanées encaissantes. Postérieur donc au rubanement de ces roches, il pourrait soit appartenir au même cycle orogénique dont il constituerait un événement tardif, soit constituer un événement ultérieur (permien ? âge de beaucoup de micas de Vanoise). De toute façon il s'agit d'un magmatisme différent de celui des metabasites. Le chimisme et les paragenèses ne donnent pas de précision, car ses teneurs en K et en Al ne permettraient, dans un faciès amphibolite, qu'une association de biotite, mica blanc et feldspath potassique (*cf. fig. 62*). Au cours du métamorphisme alpin la biotite s'est transformée en chlorite + mica blanc, puis a commencé à se régénérer à leurs dépens, tandis que le feldspath potassique s'altérait en mica blanc + biotite verte.

On ne peut préciser l'âge relatif de la biotite brune que contient la roche surmicacée au front du métagranite.

Les orthogneiss acides interstratifiés montrent un chimisme et une histoire paragenétique identiques, mais les conditions de gisement ne fournissent pas d'argument pour les relier ou non génétiquement au métagranite.

5. Extension des migrations d'éléments

L'examen au microscope a montré la présence presque constante de minéraux sodifères dans les métasédiments et surtout dans les metabasites. Ces roches ne sont pas chimiquement aberrantes : les plus sodiques atteignent la composition de spilites, mais beaucoup comportent assez de chaux, exprimée sous forme d'épidote, pour garder un caractère calco-sodique. Les filons et veinules à albite ne sont pas fréquents.

A l'échelle millimétrique des migrations de Na et Ca ont certainement eu lieu. Pour transformer une hornblende en amphibole bleue, une migration de Na, vraisemblablement à partir de la fraction albitique du plagioclase, a dû avoir lieu. De même lorsque la glaucophanite devient une ovardite, la soude migre vers les noyaux d'albite et les éléments alumino-ferromagnésiens vers la chlorite, minéraux qui ne conservent généralement pas la forme de l'amphibole. Les halos d'étirement des grenats constituent un site facile où souvent l'albite se concentre.

Sans que soit exclue la possibilité de concentrations d'éléments à des échelles dépassant celle de la section ou de l'échantillon, il ne semble pas nécessaire d'invoquer des migrations sodiques à très longues distances ni surtout d'apport de Na pour rendre compte des faciès rencontrés.

Le fait que certaines cristallisations soient favorisées par la présence d'autres minéraux (par exemple l'amphibole bleu vert à proximité d'épidotes, de sphène ou de grenat ; la biotite verte sur le mica blanc ou le feldspath potassique et à proximité de sphène, etc.) tendrait à montrer que, dans certains cas au moins, les échanges ont été très strictement limités. Il en va de même pour la zonation des amphiboles bleues, plus colorées au contact notamment des grenats.

CONCLUSION

Les données minéralogiques, chimiques et paragenétiques exposées dans ce chapitre permettent l'interprétation suivante des séries formant le socle briançonnais (voir BOCQUET, 1974c, e).

La série lithologique composée à l'origine de grauweekes et de roches basiques est analogue dans tout le socle briançonnais : Vanoise, Ambin, Rutor, 4e écaille et certainement une grande partie de la zone briançonnaise - Grand-Saint-Bernard valdôtaine et valaisane. Au niveau du socle le Briançonnais n'est pas diversifié en interne et externe. Les analogies dépassent probablement le cadre du Briançonnais : il suffit de rappeler notamment les rapprochements souvent faits entre Ambin et Dora-Maira.

Par le caractère peu évolué des sédiments (grauwackes) et l'affinité "ophiolitique" de ses roches basiques, la série lithologique évoque le remplissage d'une fosse orogénique, que d'autres arguments devraient cependant encore prouver et préciser.

Plusieurs épisodes métamorphiques ont affecté la série (fig. 61 et 62):

- un faciès amphibolite avec notamment disthène dans les roches les plus alumineuses, staurotite dans les roches assez alumineuses, grenat et hornblende dans les roches basiques ;
- un faciès indéterminé à biotite, postérieur à l'association à grenat. Ces deux associations sont considérées comme anté-alpines.
- une longue série de paragenèses alpines avec d'abord pyroxène sodique, puis amphiboles bleues, puis chlorite + albite, biotite verte et stilpnomélane. Les grands micas blancs anté-alpins sont partiellement détruits en purée avec néoformations.

La différenciation pétrographique des massifs pourrait résulter tout d'abord de l'intensité de la déformation subie, qui a provoqué la destruction des paragenèses antérieures et facilité la nucléation des minéraux des nouvelles paragenèses et la circulation de fluides permettant les échanges entre phases. Un rôle a aussi été joué par la distribution des faciès métamorphiques alpins (le cristallin de la 4e écaille notamment n'a pas été touché par les faciès à jadéite et à amphibole sodique). Enfin les différents massifs ne montrent pas exactement les mêmes niveaux de leurs séries, que l'importance des granitisations peut aussi différencier. Il n'est pas exclu que ces séries comportent plusieurs parties (comme BEARTH le suppose en Valais), et même une partie hercynienne et une partie plus ancienne, comme les études récentes en montrent dans le cristallin externe et aussi dans le cristallin pennique interne (cf. la mise au point de BORIANI *et al.*, 1974, in *Colloquio sull'Orogenesi ercinica nelle Alpi*, avec références antérieures).

Couverture briançonnaise

COUVERTURE SILICEUSE

Permo-Carbonifère supérieur et Permo-Werfénien

La couverture d'âge carbonifère supérieur (namurien, west-phalien et stéphanien), permien et werfénien sera traitée globalement pour plusieurs motifs :

- la série sédimentaire forme un ensemble homogène à peu près continu à dominante silico-argileuse et siliceuse ;
- les différents termes ne sont pas datés paléontologiquement dans la partie interne de la zone briançonnaise ;
- même par analogie avec la zone houillère, les limites entre les étages ne peuvent être précisées.

La zone houillère a été étudiée en détail par FABRE (1961 ; voir aussi ELLENBERGER, 1958a ; BOCQUET *et al.*, 1971) en Maurienne et en Tarentaise, par FEYS (1963) et GREBER (1952) dans les Hautes-Alpes. Ils y ont décrit les roches suivantes :

Carbonifère	<ul style="list-style-type: none"> grès et conglomérats, schistes souvent charbonneux, parfois bitumineux, parfois versicolores, roches éruptives surtout microgrenues (microdiorites, etc.), en sills, filons et quelques coulées ; quelques "prasinites" (ovardites dans la terminologie de NOVARESE, 1895), roches blanches assez énigmatiques, interstratifiées, peut-être de nature rhyolitique.
Permien inférieur	<ul style="list-style-type: none"> schistes pélitiques, rare calcaires conglomérats et arkoses.
Néopermien	<ul style="list-style-type: none"> schistes gréseux, arkoses et conglomérats lits de roches éruptives de chimisme surtout acide, en coulées ou seulement en fragments dans les conglomérats, quartzites "gneiss du Sapey".

Dans le Briançonnais interne, par-dessus les socles cristallins anté-namuriens, la série du Paléozoïque supérieur - Werfénien plus mince montre des

variations importantes d'épaisseur et des roches plus transformées par le métamorphisme alpin. Comme on l'a exposé plus haut, le Carbonifère et une partie du Permien n'y sont peut-être pas représentés. Ce sont (Ambin : LORENZONI, 1965, 1968 ; GAY, 1970, 1972 ; Vanoise : ELLENBERGER, 1958a ; région entre Modane et la Vallée Etroite : CABY, 1964) :

{ micaschistes fins
quartzites schisteux
quartzites, microconglomératiques ou non
métaconglomérats, le plus souvent à ciment schisto-quartzitique.

Le Trias (Werfénien p.p.) est formé de quartzites et de quelques micaschistes quartzitiques.

Dans le massif d'Ambin le Stéphanien-Permien est individualisé comme "groupe d'Ambin" et le Néopermien comme "groupe d'Etache". Ce dernier pourrait comprendre déjà une partie du Werfénien (LORENZONI, 1965). Le groupe d'Ambin renfermerait, à côté des quartzites schisteux, micaschistes clairs et métaconglomérats, quelques metabasites que l'on ne connaît en Vanoise que dans le socle anté-namurien et des leptynites parfois à pyroxènes sodiques. Toutes ces roches étant déjà abondamment décrites, on se contentera ici de rappeler l'essentiel, en insistant seulement sur l'aspect métamorphique et les quelques faits nouveaux.

Dans la zone d'Acceglio les attributions stratigraphiques actuelles font débiter la série dans le Permien, malgré la présence de grenat et certaines analogies lithologiques avec la Vanoise et Ambin. On décrira ici des micaschistes à pyroxène jadéitique et glaucophane s.l., en soulignant que l'attribution d'un âge permien ne semble pas définitive.

1. Métasédiments

Les minéraux des métasédiments sont les suivants :

qz-mica blanc-ab-hé+chl+fK+trém+stilp+fuchsite+accessoires : ép, sph, cc et autres carbonates, tour, ru, zi, allanite, ap, matières charbonneuses [jd et gl dans des micaschistes de la zone d'Acceglio].

Certains de ces minéraux constituent seulement des phases détritiques ou peuvent être interprétés comme telles. Ce sont : le feldspath potassique (grands cristaux aux contours émoussés, à l'extinction onduleuse, en général séricitisés), le grenat (dans des grès peu métamorphiques, aux Mesures de Sainte-Foy-en-Tarentaise, Crêt du Vet, éch. n° 183 ; dans la galerie E.d.F. d'Orelle, cf. BOCQUET *et al.*, 1971), le zircon et peut-être d'autres minéraux accessoires. Des galets et des microgalets siliceux, à quartz plus ou moins morcelé et d'extinction onduleuse, souvent à mortier, certaines albites, de grandes lamelles tordues de mica sont aussi à considérer comme détritiques. Une analyse de mica blanc d'un schiste quartzitique d'Aussois (n° 698) a montré un chimisme de muscovite, comme pour la plupart des micas blancs du socle de Vanoise. Le mica de néoformation habituel, verdâtre en masse, en général de grain fin, est une phengite (analyses n° 12, 565, 630).

Des chlorites de lentilles quartzo-chloritiques dans des quartzites ont été analysées [éch. 650 et 701 ; GAY, 1972] : ce sont des ripidolites/thuringites (pl. G e). Le stilpnomélane et la trémolite ont été cités (ELLENBERGER, 1957 ; 1958a ; FABRE, 1957, 1961). Certains faciès riches en chlorite et en albite vont jusqu'à ressembler macroscopiquement à des ovaridites, dont les éloignent cependant la rareté de l'épidote et l'absence de sphène ou d'autres phases titanées.

Les galets des faciès conglomératiques sont surtout constitués de quartz, parfois aussi de quartz et tourmaline (celle-ci peut constituer des filons avec quartz et albite : analyse n° 692), de mica blanc en fin feutrage, d'épidote (surtout près du Rutor), etc.

Dans la haute vallée de l'Ubaye, ou vallon du Longet, et au col même affleure une série renversée (LEMOINE, 1957, 1960c) dont la base stratigraphique est formée de micaschistes. Au col même les plans de foliation de certains échantillons sont enduits de longues fibres bleu pâle d'amphibole. Les échantillons recueillis renferment l'association :

qz-mica blanc-jd-gl-ab-chl-oxydes de Fe+carbonate Fe+ap+zi+ru+sph. Le quartz est très hétérogranulaire, montrant un phénomène de granulation de grands cristaux à extinction onduleuse, qui sont entourés d'un mortier de petits grains. Le mica blanc est affecté de quelques replis intrafoliaux, recourbé et plus ou moins réduit en purée. Le pyroxène jadéitique forme des nodules abondants, indépendants de la foliation ; il peut sembler zoné. L'angle d'extinction $Z \wedge c \approx 40^\circ$; il ne montre pas de pléochroïsme ; il est associé à du quartz. Il est plus ou moins morcelé, altéré en un fin mélange d'albite et de mica blanc. Il est antérieur à l'amphibole bleue qui le traverse (pl. H a, b). Celle-ci a un pléochroïsme pâle et un allongement positif, elle est souvent altérée par la chlorite. En dehors des altérations de pyroxène jadéitique, l'albite est rare. On observe que dans une veinule albitique la coloration de l'amphibole sodique associée est plus intense que dans le micaschiste lui-même (pl. H c). Les autres minéraux sont accessoires. Un seul échantillon est apparu dépourvu de pyroxène et d'amphibole sodiques, mais par contre plus riche en chlorite et en albite ; des nodules albito-micacés pourraient y représenter d'anciens pyroxènes jadéitiques. Ces roches se rapprochent des micaschistes de même composition minéralogique, provenant du socle de Vanoise.

Dans les diagrammes $Na_2O - K_2O - CaO$ de la fig. 63 ont été reportées des analyses d'ELLENBERGER (1958a), FABRE (1961), FEYS (1963), LORENZONI (1965), GAY (1970), ANTOINE (1971) et 2 analyses nouvelles (localisation : voir fig. 52 et tableau 33 ; données chimiques : tableau 34). Dans cet échantillonnage les faciès peu fréquents semblent proportionnellement mieux représentés que les faciès courants. Les schistes carbonifères de la zone houillère se montrent surtout sodi-potassiques, avec quelques exceptions calciques (roche ferrugineuse) ou potassiques (certains "schistes blancs" de FABRE). Les grès de la zone houillère montrent des proportions très différentes, traduisant probablement en partie des différences dans leur teneur en albite détritique. Les métasédiments permo-carbonifères de Vanoise et d'Ambin ("groupe d'Ambin") ont une composition sodi-potassique moyenne dont la dispersion est un peu plus faible que celle des grès et schistes de la zone houillère. Le Permo-Trias (dans le massif d'Ambin : le groupe d'Etache), avec ses quartzites et schistes quartziteux, est très nettement potassique.

Tableau 33. - Couverture briançonnaise siliceuse et carbonatée, liste des échantillons de roche analysés

Couverture siliceuse

n° 94	micaschiste à stilpnomélane : qz-mica bl-stilpnomélane-cc-ép-ab-chl-ap-zi-opaques. Peisey-Nancroix, N-D. des Vernettes
n° 699	micaschiste chlorito-albitique : mica bl-qz-chl-ab-ép-tour-allanite-opaques. Aussois, versant W du col de Laby, au-dessus du lac du Génép
n° 821	chloritoschiste (ancienne dacite ?) : chl-ab-qz-cc-mica bl-sph-ru-opaques. S du col du Petit-St-Bernard, flanc NE du Belvédère

Couverture carbonatée, postwerfénienne

n° 112	roche à chloritoïde, diasporé, mica blanc, quartz et minéraux opaques. Pralognan, col du Mone. Jurassique moyen ou base du Jurassique supérieur (chloritoïde analysé)
n° 226	micaschiste fin : mica bl-qz-carbonate-tour-opaques. Trias (inférieur ?). Pralognan, versant S du Mt Bochor
n° 536	calcaire à amphibole sodique : cc-amph Na-chl-qz-ab-mica bl-bi v-tour-opaques. Termignon, col de Belle Place, éboulis vers 2840 m. Lias (amphiboles sodiques analysées : riebeckite-crossite)
n° 542	"marbre chloriteux" : cc-mica bl-chl-qz-ab-ép. Roc du Bourget (E de Modane). Crétacé supérieur-Paléocène (mica blanc et chlorite analysés)
n° 667	calcaire schisteux à amphibole bleue : cc-rb-mica bl-qz-opaques. Acceglio, Chiappera, colle del Val Fissela. Jurassique supérieur (riebeckite analysée)

Le caractère évolué (plus potassique) de cette partie supérieure de la série siliceuse se montre aussi dans le diagramme de MOINE et de LA ROCHE (1968) de la fig. 64 (repris de BOCQUET, 1974e), où les roches permo-werfénienues tombent dans le quart inférieur droit de la projection.

Les autres roches se situent dans le domaine des shales et roches argilo-carbonatées, et dans la partie la plus sodi-potassique des grauwackes (en particulier les schistes carbonifères de la zone houillère s'y reportent).

2. Les "microdiorites" de la zone houillère

Les travaux de TERMIER (1901, 1903), FABRE (1961) et FEYS (1963) ont montré la présence fréquente de roches magmatiques microgrenues, en sills et filons, dans la zone houillère. Elles se distribuent dans la partie occidentale de celle-ci, depuis la vallée de la Durance jusqu'au niveau du Tabor, puis se rapprochent de la bordure orientale et deviennent très rares en Tarentaise. GUITARD et SALIOT (1971) en ont aussi publié quelques analyses, en même temps qu'une étude de leur paragenèse alpine à silicates calciques.

Ces roches dont la texture est macroscopiquement encore conservée, ont un chimisme intermédiaire à acide : ce sont surtout des diorites ou quartzodiorites sodiques, allant jusqu'à des syénites ou granites. Leur composition a permis le développement de paragenèses alpines caractéristiques. FABRE y a

Tableau 34. - Couverture briançonnaise siliceuse et carbonatée, données chimiques

n° échant. analyse	94 Gren. 501	699 Gren. 795	112 Gren. 666	226 Gren. 738	536 Gren. 673	542 Gren. 739	667 Gren. 670
SiO ₂	69.85	64.50	35.85	26.70	2.65	13.70	29.20
Al ₂ O ₃	14.30	17.75	36.70	22.95	1.50	4.95	9.70
Fe ₂ O ₃	1.90	3.50	6.95	7.75	1.85	1.35	4.40
FeO	1.20	2.70	5.05	0.15	1.30	0.05	0.80
MnO	0.05	0.05	-	0.20	0.05	0.05	0.10
MgO	2.60	1.85	2.00	0.60	1.15	0.95	2.25
CaO	1.10	0.40	0.40	17.20	50.50	42.45	25.60
Na ₂ O	2.70	2.10	1.55	0.90	0.20	0.40	0.45
K ₂ O	3.60	3.60	5.45	5.05	0.05	0.80	4.45
TiO ₂	0.45	0.65	1.20	1.25	tr	0.30	-
P ₂ O ₅	0.20	0.10	0.05	0.15	0.15	0.20	0.15
CO ₂	n.m.	n.d.	n.m.	n.m.	n.m.	33.20	n.m.
H ₂ O ⁺	1.90	2.75	4.75	17.35	40.20	1.70	22.00
H ₂ O ⁻	0.10	tr	tr	0.20	0.20	0.10	0.10
Total	99.95	99.95	99.95	100.45	99.80	100.20	99.20

échant.	821	Gren. 840	x				
SiO ₂	50.06	K ₂ O	0.51	P	II(III)	al	28.5
Al ₂ O ₃	17.44	TiO ₂	2.05	q	4(5)	fm	52.6
Fe ₂ O ₃	4.03	P ₂ O ₅	1.02	r	'2	c	6.0
FeO	7.50	H ₂ O ⁺	4.20	s	5	alc	13.0
MnO	0.23	H ₂ O ⁻	-			si	138.6
MgO	6.42	Total	100.00			ti	4.16
CaO	1.99					p	1.16
Na ₂ O	4.55					k	0.06
						w	0.50

*analyse corrigée en fonction de calcite présente dans l'échantillon ; à 100 %.

signalé de la lawsonite et de la prehnite dès 1961 (à Bi La Praz en Maurienne). Le plagioclase montre des trans blanc + épidotes (notamment à Bissorte, aux Mottets pr lawsonite (Bissorte, Combe Orsière à Valmeinier), pur Laval à Névache, Bissorte) + calcite. La hornblende

La zone de schistes de la zone de Bochor, qui affleure vers

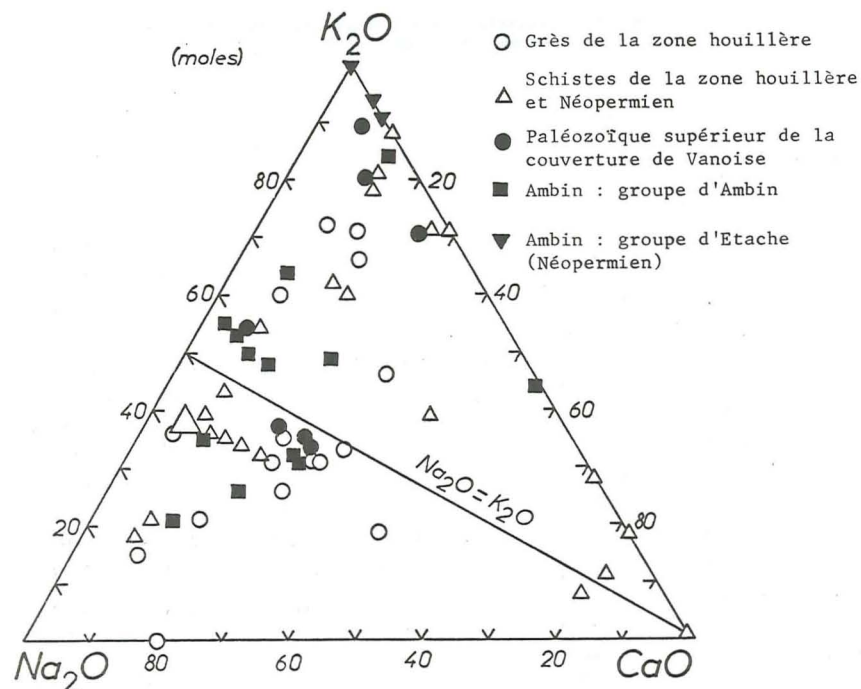


Fig. 63. - Couverture briangonnaise du Paléozoïque supérieur (zone houillère et couverture siliceuse du socle) : composition chimique dans le triangle K_2O - Na_2O - CaO . Le grand triangle représente 10 schistes de la zone houillère.

(Bissorte, etc.), est sinon remplacée par de la chlorite (Combe Orsière à Valmeinier, Bissorte, Les Mottets près du Galibier), par de la pumpellyite (Névache, Bissorte) + épidotes, sphène et calcite. Du stilpnomélane (Bissorte), du quartz dans certains échantillons, de l'apatite, parfois de l'ilménite et d'autres oxydes opaques, du zircon complètent l'association.

Les différentes paragenèses rencontrées ont été mises en relation par GUITARD et SALIOT (1971) avec des variations du potentiel chimique de CO_2 et d' H_2O , considérés comme constituants non parfaitement mobiles.

Chimiquement la plupart de ces roches sont des diorites ou diorites quartziques. Elles se reportent, dans le diagramme de LA ROCHE et LETERRIER (1973) de part et d'autre des lignées évolutives groupant les chimismes andésitiques, dacitiques et rhyolitiques (fig. 65). Elles se séparent nettement des roches éruptives du socle par leur teneur plus faible en éléments ferromagnésiens et plus forte en silice non feldspathisée (diagramme de BEBIEN : cf. fig. 6 de BOCQUET, 1974e).

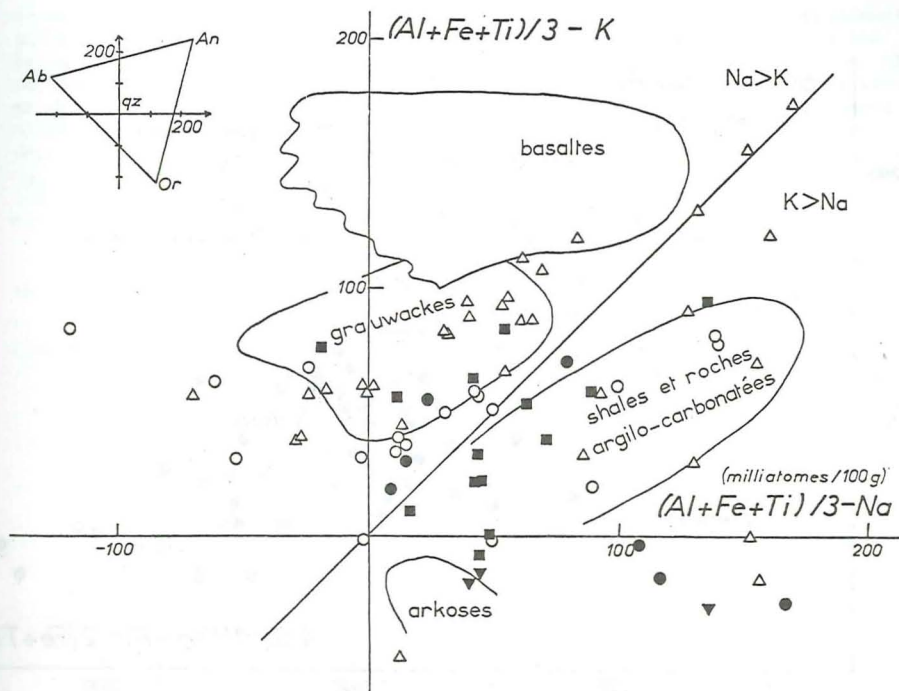


Fig. 64. - Couverture briangonnaise siliceuse (Paléozoïque supérieur). Composition chimique des métasédiments dans le diagramme MOINE et de LA ROCHE. Pour les schistes quartzitiques et autres roches de la partie supérieure (dans Ambin : le groupe d'Etache), K dépasse Na et ces roches se rapprochent des arkoses.

Mêmes symboles qu'en fig. 63.

3. Autres roches magmatiques de la zone houillère

Des roches acides interstratifiées (porphyre quartzifère, rhyolites et tufs rhyolitiques) sont signalées par FABRE (1961) dans la zone houillère. Un chloritoschiste riche en calcite, interstratifié dans le Carbonifère près du col du Petit-Saint-Bernard (échantillonné en 1971 en compagnie de J. FABRE), montre un chimisme de dacite à condition de soustraire des pourcentages donnés à l'analyse (n° 821) une quantité de CaO correspondant à la teneur totale en calcite.

Une roche filonienne (éch. 633) recoupant les grès de La Praz, qui affleure au-dessus de ce village le long de la route E.d.F. construite vers

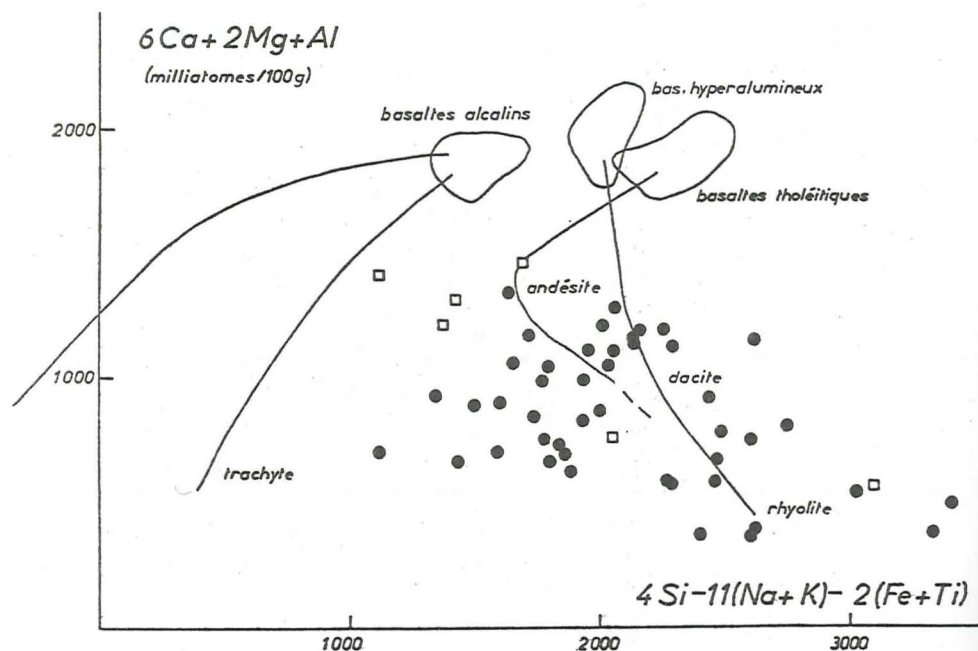


Fig. 65. - Couverture briangonnaise siliceuse : zone houillère. Composition chimique des roches éruptives dans le diagramme de LA ROCHE et LETERRIER. "Microdiorites" et autres roches de chimisme intermédiaire à acide (cercles noirs) ; ovardites et autres "roches vertes" interstratifiées (carrés blancs).

1968-69, apparaît composée de quartz, albite, fin mica blanc prédominants, avec clinzoïsite et sphène. On peut évaluer un chimisme de rhyolite alcaline à partir des proportions approximatives de ces minéraux.

De rares lits d'ovardites sont décrits par FABRE dans la zone houillère sous le nom de roches prasinitiques.

Il faut mentionner aussi les roches rhyo-dacitiques à chlorite et épidote de la vallée du Guil (MICHEL et LONGCHAMPT, 1963).

4. Les "gneiss du Sapey"

On ne discutera pas de l'interprétation génétique des "gneiss du Sapey", situés sur le bord interne de la zone houillère. Ce sont des roches

le plus souvent grenues, parfois porphyroïdes ; leur chimisme est généralement acide, mais quelques roches basiques y sont intercalées. Leur origine a été recherchée dans le métamorphisme alpin (TERMIER, 1891, etc.), puis dans une migmatisation de type particulier, effectuée de manière stratiforme sous une très mince couverture (ELLENBERGER, 1953, 1958a, b ; FABRE, 1961). Antérieurement elles avaient été rapprochées des roches éruptives et des tufs permien par ZACCAGNA (1887). Il serait souhaitable d'étudier mieux la possibilité de cette hypothèse magmatique. Pour GOVI (in BOCQUET, DAL PIAZ *et al.*, sous presse) qui a étudié ces roches en val d'Aoste, une origine magmatique (granitoïdes) ne fait pas de doute.

La première paragenèse des faciès acides est :

microcline perthitique - mica blanc - bi b - plag + gr - ap - tour - zi.

Ces minéraux montrent les traces d'une cataclase importante et de la transformation vers les paragenèses alpines :

feldspath K \rightarrow séricitisation, ou stilp + qz (pl. H e),
mica blanc muscovitique \rightarrow ph (ces deux micas blancs ont pu en effet être séparés et datés ; voir BOCQUET *et al.*, 1974, et plus loin, le chapitre de chronologie),
bi b \rightarrow chl + mica blanc, bi v, stilp (pl. H d),
gr \rightarrow chl
formation d'épidote et d'albite, de très rare amphibole bleue (ELLENBERGER, 1958a, p. 358).

5. Gneiss acides, "leptynites" et metabasites du groupe d'Ambin ; métaporphyrites de la zone d'Acceglio

Des glaucophanites et ovardites rubanées sont décrites dans le massif d'Ambin comme appartenant au Paléozoïque supérieur (groupe d'Ambin). Elles sont semblables à celles du groupe de la Clarea, série de socle anté-namurienne. Certaines comportent des grenats dont la formation serait donc alpine. Ceci pose à nouveau le problème de l'âge des grenats dans la zone briangonnaise : s'ils sont alpins dans le massif d'Ambin, il ne serait pas impossible qu'il y en ait aussi de cet âge dans d'autres parties du socle briangonnais, y compris en Vanoise. Les observations faites dans ce massif n'ont cependant pas appuyé cette manière de voir. Mais s'ils sont de cristallisation anté-alpine, les metabasites qui les contiennent n'appartiendraient pas au groupe d'Ambin, qui est du Paléozoïque supérieur et a subi le seul métamorphisme alpin, mais au groupe de la Clarea, ce que ne démontrent pas les études de terrain de LORENZONI et de GAY.

Des gneiss acides sont décrits sous le nom de leptynites par GAY (1964, 1970) dans le même groupe d'Ambin. Ils renferment du feldspath potassique et souvent des pyroxènes sodiques. Un de leurs gisements, dans la série de Gran Scala près du Mont Cenis*, mérite d'être signalé, car il montre la succession de deux pyroxènes sodiques : le premier est jadéitique ($Z \wedge c > 30^\circ$), se

* gisement trouvé par P. SALIOT lors d'une excursion commune pilotée par M. GAY en 1973.

développe sur le feldspath potassique et s'altère souvent en un fin mica blanc; le second est aegyrinique ($X \wedge c \approx 8^\circ$, pléochroïsme dans les verts), parfois accolé au pyroxène jadéitique; il forme aussi des cloisons de fins granules entre le quartz et le feldspath potassique. Une rare amphibole bleue y montre des caractères optiques de riebeckite (?); elle altère le pyroxène jadéitique.

Les méta-porphyroïdes à jadéite de la zone d'Acceglio sont à rappeler ici (LEFEVRE, 1965; LEFEVRE et MICHARD, 1965). La jadéite s'y développe aux dépens de feldspath potassique et de la paragonite se trouve dans les fissures de la jadéite (LEFEVRE, 1974a). De la biotite verte et du stilpnomélane existent dans certains échantillons.

Conclusion

Dans la zone houillère et dans la zone briançonnaise classique, les roches du Paléozoïque supérieur - Werfénien ont pour la plupart gardé un caractère originel, sédimentaire ou magmatique, très accusé. Les minéraux suivants sont attribués à des paragenèses anté-alpines, détritiques ou magmatiques (en incluant ici dans l'anté-alpin la formation des "gneiss du Sapey") : mica blanc muscovitique, biotite, microcline, grenat, une partie du quartz et de l'albite, plagioclase, hornblende. Les néoformations alpines comprennent : phengite, stilpnomélane, très rare amphibole sodique, trémolite, épidote, lawsonite, pumellyite.

Dans la partie interne du Briançonnais la recristallisation est très apparente. On y connaît des pyroxènes jadéitiques et des amphiboles sodiques.

La partie supérieure de la série (Werfénien, Permien supérieur p.p.) a un chimisme potassique.

SCHISTES ET GRES METAMORPHIQUES DANS LES GYPSES DE MAURIENNE

Aux grandes masses gypseuses de Maurienne et de Tarentaise ("nappe des gypses") sont associées quelques lentilles de schistes et de grès dont certains ont fourni des fossiles déterminés comme étant du Keuper; par analogie avec ces lentilles et pour des raisons d'apparente continuité de certains gisements, toutes ces lentilles ont été attribuées par ELLENBERGER à un Trias supérieur, charrié avec l'ensemble piémontais. A cause de l'analogie lithologique il ne semble cependant pas impossible que du Paléozoïque supérieur y soit aussi représenté, comme d'ailleurs l'indiquait la 2ème édition de la feuille Saint-Jean-de-Maurienne au 80 000ème.

Trois affleurements seront mentionnés ici. Ce sont : à Bramans, en rive droite de l'Arc, la lentille du Pont des Juniors; un peu en amont, celle du Pont des Chaudannes actuellement détruit; à Charmaix, au Sud-Est du Petit Argentier (Sud du col du Fréjus). Tous trois renferment un pyroxène jadéitique en relique ou bien des pseudomorphoses qui lui sont attribuées.

1. Bramans, Pont des Juniors et Pont des Chaudannes

L'association minéralogique de ces roches, qui montrent une foliation finement replissée est :

qz-ab-ph+cc+ép+chl+bi v+pyr Na+tour+zi-minéraux opaques+ru.

Le mica blanc est une phengite (analyse n° 507). De rares reliques d'un minéral à relief fort, biréfringence faible et anormale et extinction très oblique, sont à attribuer à un pyroxène sodique jadéitique. Elles montrent des transformations en mica blanc, oxydes de fer, albite (?) + biotite verte probable.

Dans le deuxième affleurement, on trouve aussi d'abondantes aiguilles de plusieurs millimètres de long, en relief sur les plans de foliation, qui apparaissent au microscope formées d'agrégats de mica blanc, quartz et granules d'hématite (pl. I a). Par analogie on peut émettre l'hypothèse qu'il s'agit d'anciens pyroxènes sodiques. Sans doute les wernérites supposées d'ELLENBERGER (1958a, p. 203) correspondent-elles à ces épigénies.

Dans l'ancienne petite carrière du pont des Juniors des micaschistes plus ou moins siliceux sont minéralisés en hématite (oligiste) dans une veine albitique et en pyrite dans l'encaissant enrichi en albite. La veine comporte aussi des aiguilles d'allanite (découvertes en 1968 : BOCQUET, en prép.), minéral dont on ne connaît pas actuellement d'autre gisement filonien dans les Alpes occidentales.

2. Charmaix, SE du Petit Argentier (S du col du Fréjus)

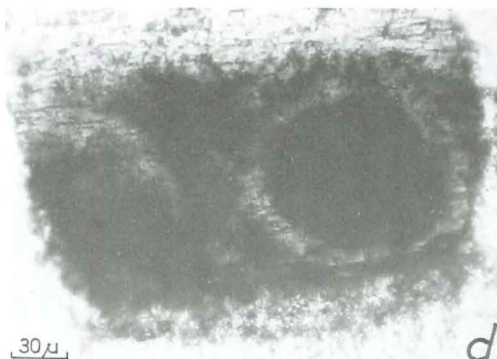
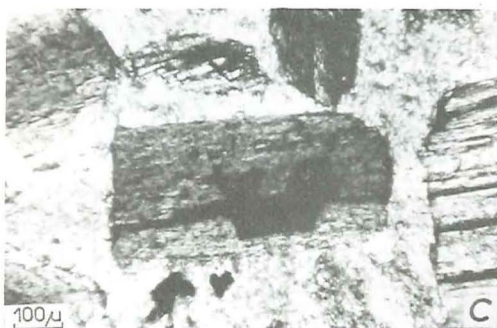
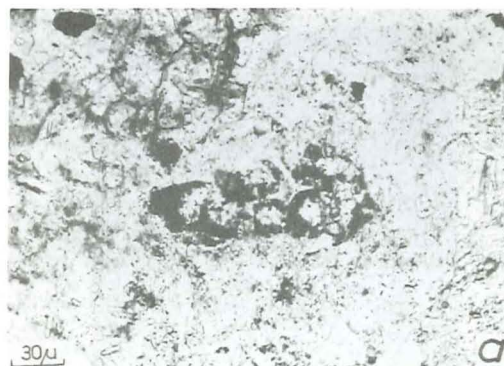
Des aiguilles sombres abondent dans des micaschistes fins du pied SE du Petit Argentier, vers 2450 m, dans une série briançonnaise interne. Elles apparaissent au microscope formées des mêmes produits de remplacement que dans

les lentilles de Bramans, de telle sorte qu'il peut là aussi s'agir d'anciens pyroxènes jadéitiques. De fines aiguilles de rutile y sont abondantes. (pl. I b).



pl. I

Pl. I. a. Agrégats allongés de mica blanc, quartz et hématite, représentant très probablement d'anciens pyroxènes sodiques. Micaschiste (triasique ?) de Vanoise. Bramans, pont des Chaudannes. Ech. n° 257. Lum. nat.
b. Aiguilles de rutile dans un micaschiste (triasique ?) à épigénies (de pyroxène sodique ?). Charmaix, SE du Petit Argentier. Ech. n° 612b. Lum. nat.
c. Clivage de crénulation affectant le litage stratigraphique dans un calc-schiste briangonnais du Crétacé supérieur - Paléocène. Guillestre, gorges du Guil. Ech. n° 53. Lum. nat.
d. Albite développée autour d'un grain xénomorphe albitique dans un calcaire métamorphique de la couverture briangonnaise mésozoïque. Roc du Bourget, près de Modane. Ech. 2d. Lum. an.



pl. J



SERIE CARBONATEE BRIANÇONNAISE

Mésozoïque post-werfénien et Paléogène inférieur

1. Lithologie, pétrographie

La série mésozoïque et paléogène briançonnaise est dans l'ensemble peu atteinte par les transformations métamorphiques, même dans les portions les plus internes du Briançonnais. Il s'ensuit que sa stratigraphie a pu être bien élucidée et fondée paléontologiquement.

La série comprend, au-dessus d'un Trias carbonaté puissant (jusqu'à 1000 m : calcaires, dolomies, rares lits de schistes), un ensemble riche en lacunes, discordances et variations latérales (DEBELMAS, 1955 ; ELLENBERGER, 1958a ; GIDON, 1962 ; cartes géologiques et leurs légendes). Le Lias est caractéristiquement absent, sauf dans la partie tout à fait orientale du Briançonnais avec quelques conglomérats, dolomies et calcaires et surtout d'épais calcschistes gréseux dont le faciès semble annoncer les séries calcschisteuses piémontaises et a été baptisé "prépiémontais" ou "piémontais externe" (LEMOINE, 1960a, 1971). Le Dogger (à *Mytilus*) est absent dans les parties orientales, mince et de faciès divers vers l'Ouest : calcaires, niveaux hyperalumineux (les mélaphyres de TERMIER, 1891, et de RAGUIN, 1926-28, trompés par le caractère massif et la densité de ces roches). Le Malm est surtout calcaire et contient parfois quelques rognons siliceux.

Un mince Crétacé inférieur existe dans le Briançonnais classique (durancien), mais non sur les massifs briançonnais internes. Un même faciès marno-calcaire couvre le Crétacé supérieur, qui débute probablement au Cénomaniens ou au Sénonien suivant les endroits, et le Paléocène : ce sont les "marbres en plaquettes", ou "calcschistes planctoniques" du Briançonnais classique et les marbres chloriteux au Nord du bassin de l'Arc. Ces deux faciès lithologiques ne se différencient que par la recrystallisation. La base de ces marbres et calcschistes est souvent marquée d'une croûte ferrugineuse et phosphatée, qui peut se répéter à l'intérieur du niveau et est toujours riche en microfaune. Cette

Pl. J. a. Globotruncana : silhouette dessinée par un pigment opaque dans une albite. Croûte bréchique à la base du Crétacé supérieur de la couverture briançonnaise. Val d'Isère, cascade du Manchet. Ech. n° 9'. Lum. nat.
b. Globigérines et autres micro-organismes dans une croûte ferrugineuse à la base du Crétacé supérieur de la couverture briançonnaise. Les tests, où les perforations sont parfois encore visibles, sont dessinés par du quartz et ne subsistent que dans les zones de l'échantillon où le grain est fin, non recrystallisé. Pralognan, col du Mone. Ech. n° 110. Lum. nat.
c et d. Globotruncana et autres foraminifères dans un grain d'amphibole sodique. Croûte ferrugineuse à la base du Crétacé supérieur de la couverture briançonnaise. La lame mince a été faite à partir de grains d'amphibole isolés, montés dans le baume de Canada. Tignes, vallon du Pâquier. Ech. n° 1028b. Lum. nat.
e. Fragment d'ammonite sur lequel ont cristallisé des aiguilles d'amphibole sodique (crossite) d'une longueur de quelques millimètres. Calcaire métamorphique jurassique supérieur de la couverture briançonnaise. Roc du Bourget près de Modane. Ech. n° 545.

croûte peut contenir des minéraux manganésifères (dans la zone d'Acceglio : BOURBON et FONTEILLES, 1972). Un peu de flysch éocène termine la série.

Dans la zone d'Acceglio des érosions locales antérieures au Malm ont fait disparaître jusqu'au Trias inférieur, tandis que des brèches se développent à plusieurs niveaux. Ceci se retrouve aussi localement en Vanoise, par exemple à la Tsanteleina. Les contacts avec le socle et les séries siliceuses sont toujours de nature tectonique.

Les roches schisteuses de la couverture Briançonnaise post-werfénienne se situent à deux niveaux : des schistes pélitiques au niveau supérieur, éocène, constitué par le "flysch noir" ou "flysch de Pralognan", et des schistes plus ou moins carbonatés dans le Trias, intercalés dans les calcaires et dolomies. Certains de ces derniers schistes ont été interprétés comme étant des tufs et cinérites, de chimisme rhyolitique à trachytique (CABY et GALLI, 1964).

Les phénomènes métamorphiques se traduisent dans la série carbonatée par la recristallisation plus ou moins intense des carbonates et par le développement d'albite, de quartz, de minéraux phylliteux (phengite, paragonite, chlorite, biotite verte, stilpnomélane, pyrophyllite), de chloritoïde, d'amphiboles sodiques, de pyroxènes aegyriniques et de quelques accessoires (sphène, épidote, magnétite, hématite, rutile, diaspore, ferrocapholite, tourmaline, apatite, lawsonite ??, etc.) (fig. 66).

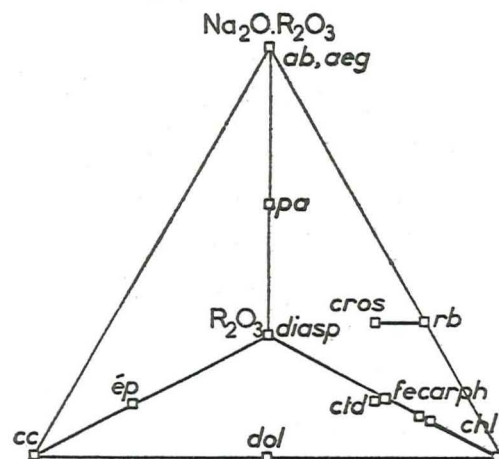


Fig. 66. - Couverture carbonatée Briançonnaise : associations minérales rencontrées.

$R_2O_3 = (Al, Fe)_2O_3$. $RO = (Fe, Mg, Mn)O$.

Position du chloritoïde et des amphiboles sodiques d'après les analyses effectuées ; position des autres minéraux d'après leur composition théorique.

La calcite recristallise aisément et mène aux marbres où ses dimensions vont de 100 à 1300 μ , tandis que la dolomite reste à grain fin et conserve les structures sédimentaires. A cela est due la différence frappante entre les marbres chloriteux du Crétacé supérieur - Paléocène ou des marbres purs du Malm et les dolomies et calcaires dolomitiques triasiques ou liasiques d'aspect

encore strictement sédimentaire. Les fossiles sont parfois très bien conservés, ou bien il ne subsiste des foraminifères qu'une silhouette pigmentée, dans l'albite (pl. J a, b), dans l'amphibole ou dans la calcite. Le plus bel exemple est celui des Rosalines du vallon du Pâquier à Tignes, découvertes par RAGUIN (1925), qui lui ont permis de déterminer l'âge crétacé des marbres chloriteux (pl. J c, d ; cf. photos des échantillons de Raguin dans RAGUIN, 1930 et sur la pl. 29 d'ELLENBERGER, 1958a).

La structure est soit encore purement sédimentaire (litage stratigraphique, structures concrétionnées, encroûtées, microbréchiques, oolitiques, etc.), soit montre une foliation qui est plus ou moins nette suivant la lithologie. Dans les schistes et calcschistes les lits de minéraux phylliteux sont le plus souvent affectés de microplis-failles (crénulation) plus ou moins serrés (flysch noir éocène, calcschistes planctoniques du Briançonnais classique, etc. ; pl. I c). La calcite apparaît orientée dans la foliation. Les calcschistes gréseux du Lias "prépiémontais" constituent, grâce aux lits siliceux, un matériel de choix pour l'étude structurale mésoscopique.

2. Etude microstructurale statistique

a) Marbre chloriteux, Aussois, les Lozes (éch. n° 123)

La lame mince est taillée dans cet échantillon perpendiculairement au litage dont la direction est N 90° E avec un plongement de 21° vers le S. Les cristaux de calcite sont visiblement allongés dans ce litage et orientés à peu près E-W. Au microscope le litage apparaît légèrement gaufré par des microplis. L'orientation des pôles {001} des clivages des micas blancs (fig. 67a) est axiale avec un léger étalement suivant un grand cercle traduisant ce gaufrage. Celle des chlorites est identique (fig. 67b).

Pour les calcites les axes $X = c = [0001]$ (fig. 67c) se dispersent autour de la circonférence avec un léger maximum situé à une vingtaine de degrés de celui des minéraux phylliteux. Des résultats expérimentaux (in TURNER et WEISS, 1963) ont montré que l'orientation de l'axe des calcites est incliné de cette valeur sur l'axe de compression maximale. L'orientation du réseau de la calcite serait donc à interpréter ici comme résultant de la même contrainte que celle des minéraux phylliteux. Le pôle des macles $\{01\bar{1}2\}$ (fig. 67d) sont eux aussi situés le long de la circonférence, mais le léger maximum est cette fois proche de celui des phyllites. Les trois minéraux étudiés semblent donc complètement orientés, dans cet échantillon, en liaison avec une seule et même contrainte.

b) Calcaire marmoréen à magnésioriebeckite, Pralognan, Mont Bochor (éch. 224)

Des replis centimétriques affectent ce calcaire marmoréen du Jurassique supérieur. Leur axe est dirigé N 25° E et leur plongement oscille entre l'horizontale et une vingtaine de degrés vers le S ou le N. Dans des niveaux schisteux voisins la schistosité est orientée N 13° E avec un plongement d'à peu près 30° vers l'E.

Les amphiboles (magnésioriebeckite d'après l'analyse) montrent dans certains échantillons une forte orientation préférentielle avec leur allongement

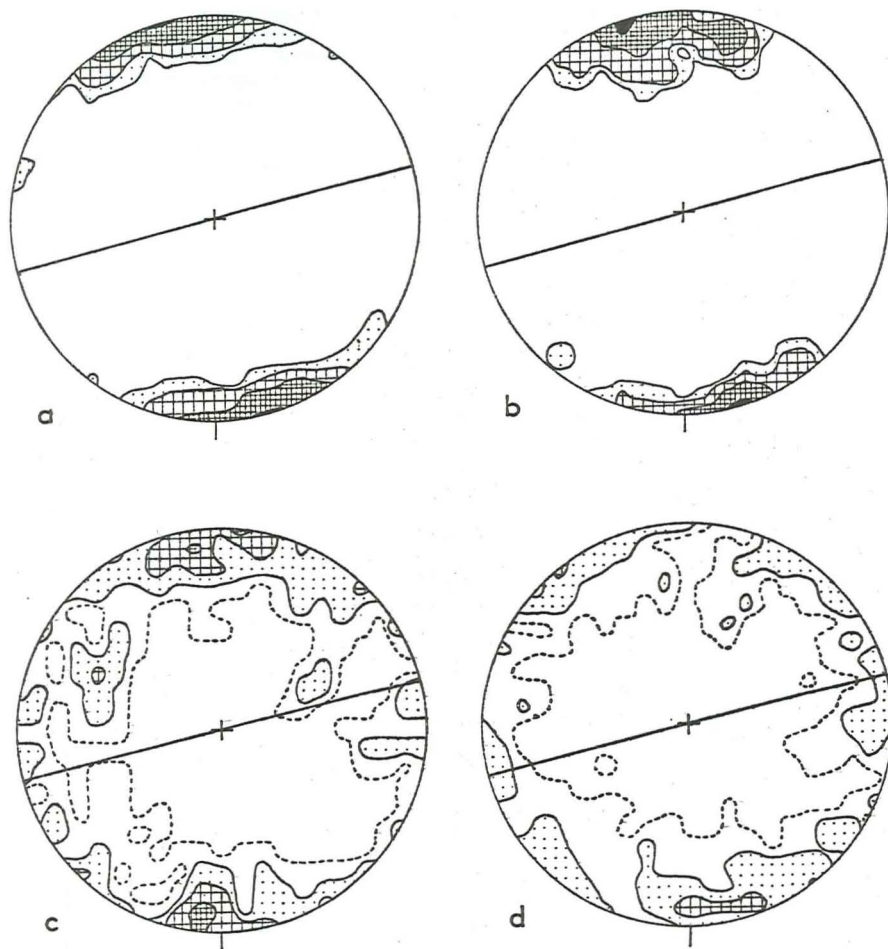
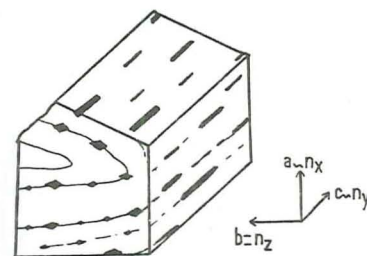
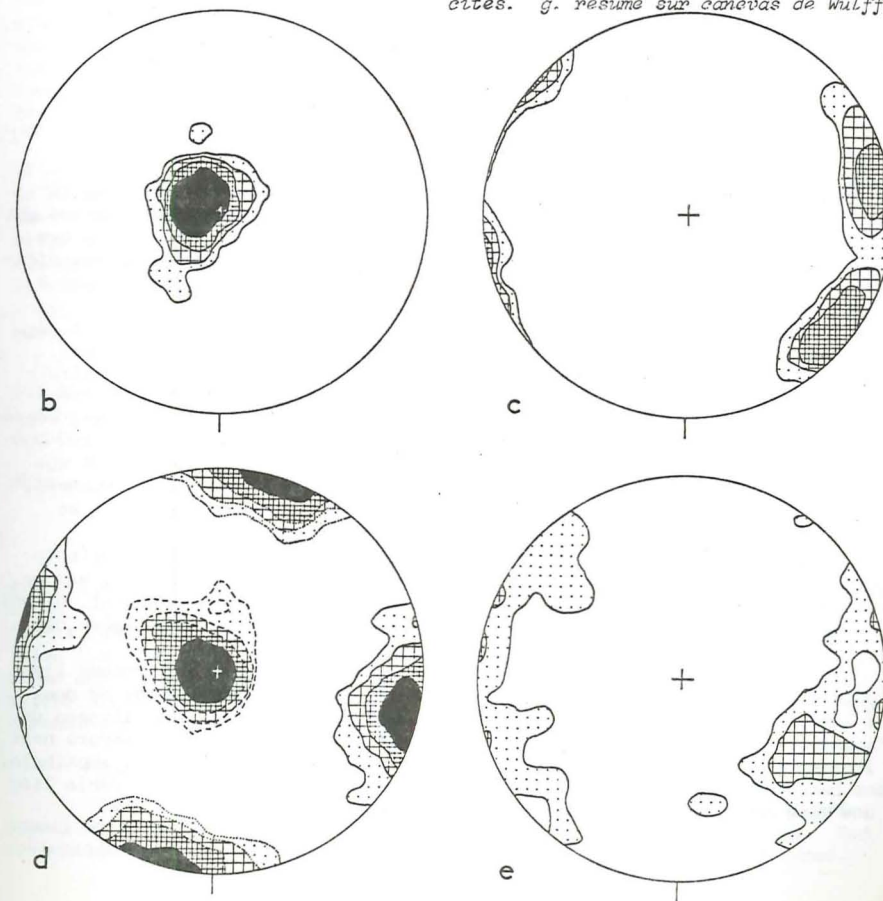


Fig. 67. - Couverture briançonnaise carbonatée : microstructure d'un échantillon de marbre chloriteux. Aussois, carrière des Lozes, éch. n° 125. Contours : (1), 2, 4, 8, 16 % de la surface. Le diamètre dessiné représente le litage, orienté N 90° E avec un plongement de 21° vers le S.
a. 200 pôles {001} de mica blanc. b. 67 pôles {001} de chlorite. c. 100 pôles [0001] = X = c de calcite (plongements corrigés). d. 200 pôles {0112} = e de calcite.

Fig. 68. - Couverture briançonnaise carbonatée : microstructure d'un calcaire marmoréen du Jurassique supérieur, à magnésioriebeckite. Pralognan, Mont Bochor, n° 224a.



Contours : 2, 4, 8, 16 % de la surface.
a. Croquis de l'orientation en échantillon de l'amphibole par rapport aux plis. b. 100 axes de zone des clivages de l'amphibole sodique. c. 200 pôles des clivages {110} des amphiboles sodiques. d. 100 pôles Z (contours en traits continus), 100 pôles Y (en tirets) et 100 pôles X (en pointillés) des amphiboles sodiques ; contours établis séparément en fonction des pourcentages de chaque indice. e. 200 pôles c = X = [0001] des calcites (plongements corrigés). f. 67 pôles {0012} = e des calcites. g. résumé sur canevas de Wulff.



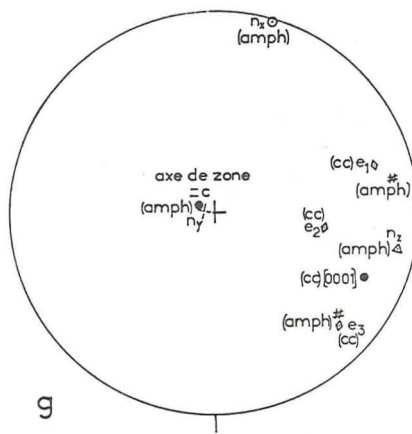
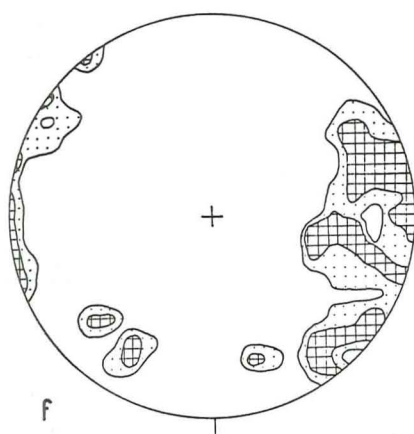


fig. 68f, g

c (proche de la direction optique Y, car cette amphibole a l'orientation "C" d'une crossite) parallèle à l'axe des replis (fig. 68a). Cette orientation est perpendiculaire à celle qui est citée par DEVORE (1968) pour qui l'axe c des cristaux monocliniques se disposerait préférentiellement de manière perpendiculaire à l'axe des replis. La lame mince a été taillée perpendiculairement à l'axe des replis.

L'orientation des amphiboles est illustrée par les diagrammes des fig. 68b à d qui montrent l'orientation axiale des axes de zone = c des clivages (diagramme b), des pôles des clivages {010} et {110} ayant servi à la construction de ces axes de zone (diagramme c) et des trois indices Z, Y et X (rassemblés sur le diagramme d). Les pôles des indices Y qui sont à quelques degrés de l'axe c de l'allongement, se reportent près du centre du diagramme tout comme ce dernier, les deux autres étant l'un et l'autre à 90°. Par rapport aux axes des replis les amphiboles de cet échantillon sont orientées strictement, dans les trois directions et non pas seulement suivant leur allongement et sont à interpréter comme syncinématiques par rapport au repli.

Les pôles [0001] = c = X des calcites (fig. 68e) montrent une orientation un peu étalée, dont le maximum est à peu près perpendiculaire à l'axe de zone des clivages et à l'axe Y. Les lamelles e (fig. 68f) se disposent en trois maximums correspondant aux lamelles e₁, e₂ et e₃, chacun avec une légère dispersion.

Le diagramme de la fig. 68g, établi sur canevas de Wulff, résume l'ensemble des orientations mesurées dans cet échantillon. Les maximums de deux des lamelles e {0112} sont situés presque en coïncidence avec les clivages de l'amphibole. Le pôle [0001] de la calcite est lié, aux erreurs de mesure près, à l'orientation de l'amphibole : il est situé non loin de Z = b de l'amphibole. Dans cet échantillon aussi la cristallisation des minéraux étudiés semble liée à une même déformation, ici des replis centimétriques.

3. Les minéraux

ALBITE

L'albite peut être parfaitement amiboïde : ce n'est qu'en faisant tourner la platine du microscope qu'on se rend alors compte que les nombreuses petites plages disséminées forment un tout, parfois maculé. Dans d'autres cas elle est autoblastique et plus ou moins poeciloblastique, ce qui la rend noire sur l'échantillon. Ces albites noires affectionnent les calcaires dolomitiques du Trias et les calcaires gris du Lias "prépiémontais". Les inclusions les plus fréquentes sont de calcite, de poussières opaques et des inclusions fluides (YAHIMA *et al.*, 1967 ; TOURAY, 1970), mais on trouve aussi de l'épidote, de la chlorite et des pseudomorphoses d'amphibole. Les inclusions opaques (poussières d'hématite ?) sont alignées comme les minéraux phylliteux voisins. Une zonation apparaît dans la distribution de ces inclusions, soit que la bordure du grain soit plus claire ou au contraire possède une ligne d'inclusions abondantes (pl. K a), soit que les inclusions se mettent en sablier (pl. K b). Parfois un grain antérieur d'albite sert de germe à un nouveau grain (pl. I d). Toutes ces inclusions tendent à montrer le caractère tardif d'au moins une partie de l'albite par rapport aux autres minéraux.

La teneur en anorthite est d'environ 5-7 %, d'après les angles d'extinction et d'axes optiques. Les macles sont peu nombreuses. Il s'agit en général de macles Carlsbad et albite, l'ensemble formant la macle du "Roc Tourné" fréquente dans les calcaires plus ou moins dolomitiques (pl. K c, d). Les individus maclés Carlsbad et parfois albite sont accolés bout à bout formant une macle quadruple ("fourling"). L'angle rentrant entre les deux groupes constitue la rainure caractéristique macroscopiquement (pl. K e). Ce type de macle n'est pas exclusif des calcaires dolomitiques triasiques, mais a été aussi rencontré dans les marbres chloriteux et le Malm.

Des échantillons du Roc Tourné (Modane) et d'autres gisements fournis par l'auteur ont été étudiés par KASTNER (1971) dans son travail sur des feldspaths provenant de roches carbonatées. Au Roc du Bourget il semblerait d'après les études thermométriques par $^{18}O/^{16}O$ que l'albite ait deux origines, l'une considérée comme authigène, l'autre comme issue de phénomènes métamorphiques de degré faible ou de phénomènes hydrothermaux (KASTNER, *in litt.*).

AUTRES FELDSPATHS

On n'a pas effectué de mesures optiques ni d'analyses radiocristallographiques systématiques dans le but de rechercher des feldspaths potassiques. Il en existe cependant certainement dans les roches carbonatées (KASTNER, 1971 ; DUNOYER de SEGONZAC *et al.*, 1974). Un schiste vert à grain très fin du Trias (Ladinien) de Cervières près de Briançon, que l'on pourrait considérer comme une métacrinérite acide (DEBELMAS *et al.*, 1964), contient d'anciens feldspaths alcalins séricitisés ainsi que d'autres reliques magmatiques (quartz, zircon) à côté de minéraux néoformés (fin mica blanc).

QUARTZ

Dans les marbres et les calcaires le quartz reste toujours peu fréquent, qu'il soit en grains isolés épars ou en nids de petits cristaux. Son extinction est onduleuse quand le microplissement de la roche est intense.

Mentionnons le lit quartzeux rouge ferrifère à crossite de la carrière des Lozes à Aussois (analyse n° 762) et les silex rencontrés dans certains niveaux du Jurassique supérieur.

MINÉRAUX PHYLLOTEUX

Deux analyses effectuées sur des *micas blancs* provenant de marbres chloriteux (n° 484 et 542) ont montré qu'il s'agissait de phengites ; cette détermination doit pouvoir être extrapolée à une grande partie au moins des micas blancs de la couverture de Vanoise et d'Ambin, en raison de leur couleur légèrement verdâtre. Les lamelles sont toujours de taille réduite. C'est une phengite aussi qu'a déterminée DUNOYER de SEGONZAC (1969 ; voir aussi DUNOYER de SEGONZAC *et al.*, 1974) sur des micas très fins. De la paragonite est mentionnée en plusieurs endroits.

Les *chlorites*, parfois assez grandes (jusqu'au millimètre), dérivent en partie des amphiboles sodiques dont les contours sont parfois encore reconnaissables. Dans la couverture d'Ambin, entre les cols de Bellecombe et de l'Arella, la chlorite remplace des prismes trapus qui sont peut-être à attribuer à d'anciennes lawsonites (?).

Les analyses effectuées ont mené aux déterminations suivantes (le premier nom correspond à la classification de FOSTER, le second à celles de HEY et de TRÜGER) : brunsvigite-pynochlorite dans des marbres chloriteux du Crétacé supérieur - Paléocène de Vanoise (éch. 484, 542, 706), shéridanite-ripidolite dans un marbre à crossite du massif d'Ambin (à Ulzio, éch. 662) (ce marbre est attribué au Trias par COLOMBA, 1894, 1900, et par FRANCHI, 1898, car il surmonte les quartzites werféniens) ; clinocllore-clinocllore dans les pseudomorphoses des prismes trapus (ex-lawsonite ?) à Bramans, entre les cols de Bellecombe et de l'Arella, éch. 875). La chlorite des roches à magnétite est en général fortement colorée ; on n'en possède pas d'analyse.

La *biotite verte* n'est pas fréquente et on ne la trouve qu'autour d'amphiboles sodiques (au Roc du Bourget, pl. M c), au Mont Bochor, au col de Belle Place de la Dent Parrachée à Termignon, à la cascade du Manchet à Val-d'Isère, à Bramans entre les cols de Bellecombe et de l'Arella, à Ulzio, etc.). Celle du Roc du Bourget a été séparée et étudiée aux RX (BOCQUET, 1969 ; voir partie minéralogique). Elle pourrait être, d'après ses caractères radiocristallographiques et optiques, aussi ferrifère que magnésifère et très alumineuse, c'est-à-dire avoir une tendance phlogopitique ("eastonite" ?). Dans les gisements cités elle est d'un vert un peu bleu, et non bronze comme dans les socles anté-namuriens.

Le *stilpnomélane* n'a été trouvé qu'une seule fois dans ces niveaux stratigraphiques, à Termignon (col de Belle Place de la Dent Parrachée). Il y est associé à la chlorite qui altère l'amphibole sodique.

La *pyrophyllite* existe dans les roches hyperalumineuses du Jurassique, associée au chloritoïde. Dans le ravin des Prioux à Pralognan elle forme, entre les calcaires dolomitiques du Trias et la roche à chloritoïde du Dogger, des masses monominérales de plusieurs centimètres qui en ont permis l'analyse (n° 508) (cf. GOFFE *et al.*, 1973).

CHLORITOÏDE

Dans la série mésozoïque Briançonnaise le chloritoïde n'existe qu'en Vanoise méridionale, dans les sédiments hyperalumineux du Dogger et de la base du Jurassique supérieur (analyse n° 112). Sa structure est triclinique. Les rosettes de petits cristaux (200 à 300, parfois 600 μ) y sont très chargées d'hématite, tout comme la roche hôte qui comporte aussi pyrophyllite, diaspore, micas blancs, carbonate magnésien, chlorite magnésienne, épigénies micacées (de plagioclase ?, déjà signalées par RAGUIN, 1926-28) + ferrocarpholite + paragonite (GOFFE *et al.*).

AMPHIBOLE BLEUE

Les amphiboles bleues de la couverture Briançonnaise se présentent surtout dans les calcaires et les marbres, rarement dans les schistes. Elles constituent un élément caractéristique de la couverture de Vanoise, d'Ambin et d'Acceglio. Les gisements de Vanoise non cités antérieurement, par ELLENBERGER (1958a) ou par BOCQUET (1971), sont :

- Tignes, passage du Dôme,
- Termignon, Trias au front N du glacier de la Mahure (aiguilles pseudomorphosées en mica blanc).

Ces amphiboles bleues ont toujours un chimisme ferrifère : ce sont des crossites, magnésioriebeckites ou riebeckites (BOCQUET, 1974d ; cf. partie minéralogique). Beaucoup d'entre elles sont en liaison avec des inhomogénéités ferrifères des roches hôtes. C'est le cas : à Termignon, au col de Belle Place de la Dent Parrachée (appellation autochtone du col nommé Demi-Lune par ELLENBERGER), où des nodules sédimentaires aplatis sont constellés de magnétite et enduits d'aiguilles de riebeckite ; à Bramans, entre les cols de Bellecombe et de l'Arella, où la magnétite est exprimée aussi en liaison avec des croûtes ferrugineuses ; à Tignes, au vallon du Pâquier, où de la magnétite est associée à la croûte de base des marbres chloriteux ; à la carrière des Lozes à Aussois, où la crossite n'existe qu'associée à un lit quartzo-ferrifère discontinu ; à Tignes, au passage du Dôme, où l'amphibole bleue se localise dans une croûte ferrifère à la limite Jurassique supérieur-Crétacé supérieur ; à Val-d'Isère, Pierre de Compia (*in* ELLENBERGER, 1958a), où des nids ferrugineux font partie d'une brèche dolomitique ; à Val-d'Isère, cascade du Manchet, où l'amphibole est liée à la croûte ferrugineuse de base des marbres chloriteux ; au Roc du Bourget, près de Modane, où la surface d'ammonites souvent un peu limoniteuses est tapissée d'aiguilles de crossite (pl. J e) ; à Acceglio près du col de Val Fissela, où existe de la pyrite.

La composition de ces amphiboles n'est absolument pas homogène (BOCQUET, 1974d ; partie minéralogique) : les cristaux sont très souvent zonés, avec un cœur plus ferrifère que le bord, plus rarement l'inverse ; parfois la zonation est récurrente (pl. L a), avec certains anneaux altérés en chlorite tandis que d'autres, de nature probablement riebeckitique, subsistent. A Tignes, au vallon du Pâquier, les caractères optiques (pléochroïsme, orientation des indices et du plan des axes optiques) de l'amphibole bleue varient depuis ceux de riebeckite jusqu'à ceux de crossite ou glaucophane (?) dans un même grain, ou bien entre différents secteurs d'une même lame mince. Il existe en outre une différenciation à une autre échelle : dans certains gisements à magnétite, celle-ci est associée à la riebeckite, qui cède la place à de la crossite quelques mètres

ou décimètres plus loin, là où il n'y a plus guère de magnétite. A la Dent Parrachée (col de Belle Place, Termignon) on a ainsi pu séparer deux amphiboles différentes (BOCQUET, 1974d).

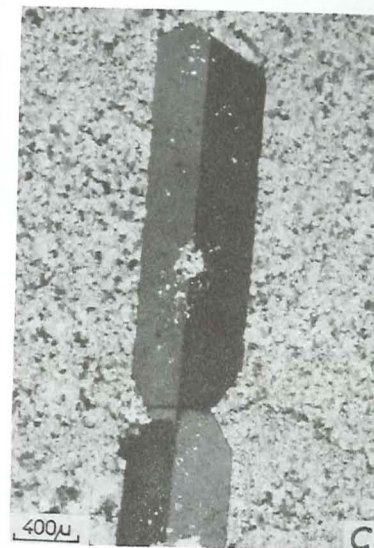
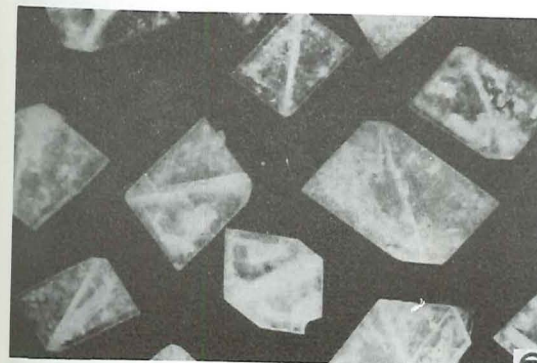
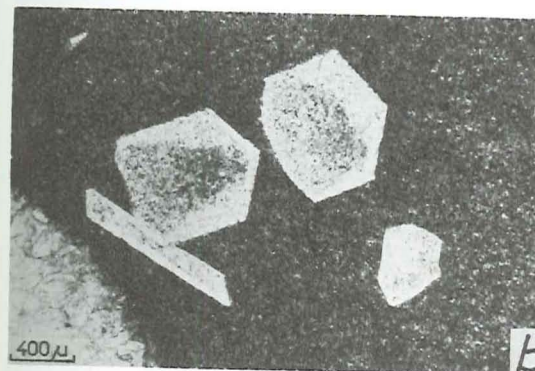
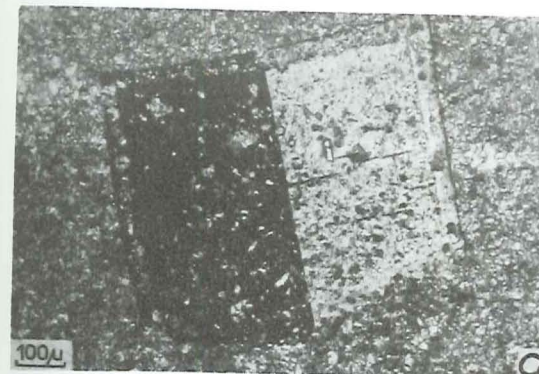
Il est assez caractéristique sur le terrain de voir comment les gisements à amphibole bleue sont entourés de roches à albite en grands porphyroblastes. Les aiguilles d'amphibole bleue atteignent en général dans ces roches des dimensions de l'ordre du centimètre. Un faciès en houppes fibreuses n'a été rencontré qu'une fois, dans une partie du gisement de Bramans (entre les cols de Bellecombe et de l'Arella).

Une partie au moins de la chlorite, de l'albite et de la calcite, ainsi que le stilpnomélane sont postérieurs à l'amphibole sodique, car ces minéraux peuvent la remplacer.

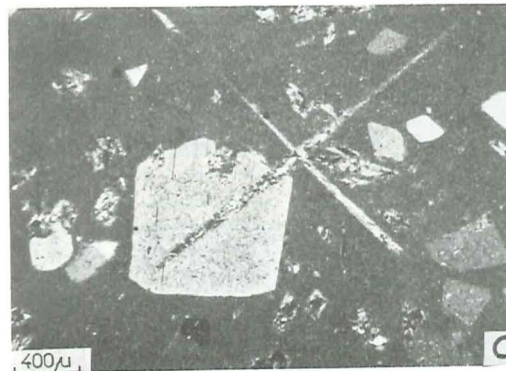
Les transformations montrées par l'amphibole se font en effet de différentes manières. L'amphibole est remplacée par une association fine de chlorite et d'albite + hématisite (pl. L b). C'est la transformation la plus courante, surtout dans les marbres chloriteux et les croûtes ferrugineuses de leur base, la seule rencontrée sur fond quartzeux. La forme de l'amphibole est souvent scrupuleusement conservée, mais dans les marbres chloriteux, où c'est le mode de transformation habituel, la chlorite prend plutôt une forme et un habitus propres.

Cette transformation ($gl + H_2O \rightarrow chl + ab + hé$ ou ma) est cependant difficile à écrire stoechiométriquement, encore plus lorsqu'on tient compte des compositions précises de l'amphibole et de la chlorite en présence : la chlorite est magnésienne et alumineuse (cf. fig. 18 p. 87). Elle s'équilibre en supposant un apport d'alumine à la réaction ; ou bien, si on suppose moins d'albite formée par la réaction, il faut admettre la formation de quartz et le départ de soude. Cela s'écrit par exemple, en négligeant les substitutions Fe-Mg et l'état d'oxydation de Fe :

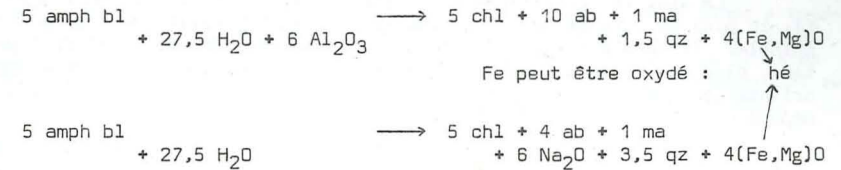
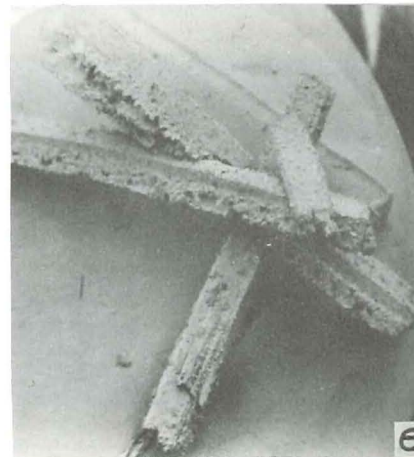
Pl. K. a. Albite maclée Carlsbad. Les inclusions de calcite soulignent une bordure mince. Calcaire dolomitique métamorphique du Trias de la couverture de Vanoise. Termignon, la Loza. Ech. n° 229. Lum. an.
b. Grains d'albite avec inclusions de calcite disposées en sablier. Calcaire dolomitique métamorphique du Trias de la couverture de Vanoise. Termignon, la Loza. Ech. n° 229. Lum. nat.
c et d. Cristaux d'albite maclés "Roc Tourné" : macles Carlsbad et albite. En c les deux paires d'individus ("fourling") dessinent l'angle rentrant caractéristique. Calcaire dolomitique métamorphique du Trias de la couverture de Vanoise. Modane, Roc Tourné. Ech. n° 1. Lum. an.
e. Cristaux isolés d'albite maclée "Roc Tourné". L'angle rentrant visible sur la photo c forme une rainure diagonale. Modane, Roc Tourné. Les grains photographiés mesurent de 3 à 6 mm.



pl. K



pl. L



Un mica blanc potassique (il ne s'agit pas de paragonite dans un échantillon étudié aux RX) peut remplacer les aiguilles d'amphibole bleue, parfois associé avec un peu de chlorite et/ou d'albite, sans que la forme en soit altérée (pl. L c, d). Les aiguilles pseudomorphosées gardent leur individualité et il est aisé de les dégager par attaque à l'HCl (pl. L e). Cette pseudomorphose implique des déplacements importants d'éléments : *K, -Na, -Fe" et ajustements Fe-Mg.

Lorsque la pseudomorphose de l'amphibole bleue se fait par la calcite (pl. M a), les éléments ayant constitué l'amphibole se retrouvent sous forme de chlorite et d'albite, le plus souvent au voisinage immédiat ou à une distance qu'on peut estimer au maximum de la dimension de l'échantillon. La pseudomorphose par la calcite seule est cependant très rare : en général elle prédomine plus ou moins largement dans une association à cc, chl et ab. Le ou les cristaux de calcite remplaçant l'amphibole la débordent largement, de telle sorte que la forme de celle-ci ne se distingue que par la limpidité de la calcite à l'endroit de l'aiguille primitive.

On trouve aussi des pseudomorphoses composites où le mica blanc souligne les contours de l'amphibole primitive dont le corps du cristal a été remplacé par de la chlorite, de l'albite et de la calcite, celle-ci interstitielle entre les autres minéraux (pl. M b).

-
- Pl. L a. Amphibole bleue zonée ; le bord des zones moins ferrifères (au centre, plus claires) est altéré en chlorite. Les cristaux clairs à droite et en bas de la photo sont de calcite. Croûte ferrugineuse à la base du Crétacé supérieur de la couverture de Vanoise. Ech. n° 1028. Lum. nat.
- b. Altération complète d'amphibole en chlorite + albite + hématite dans un micaschiste fin de la couverture mésozoïque briançonnaise. Bramans, entre les cols de Bellecombe et de l'Arella. Ech. n° 879. Lum. an.
- c. Altération complète d'amphibole (fines aiguilles et sections basales) en mica blanc + calcite + chlorite + albite dans un calcaire dolomitique métamorphique à albite de la couverture mésozoïque (Trias) de Vanoise. Ech. n° 128b. Lum. an.
- d. Epigénies albito-micacées d'amphibole mises en relief à la surface d'un calcaire dolomitique métamorphique. Les aiguilles ont une longueur de l'ordre du centimètre. Couverture mésozoïque briançonnaise. Bramans, entre les cols de Bellecombe et de l'Arella. Ech. n° 873.
- e. Association d'aiguilles d'amphibole totalement épigénisées en chlorite + albite + mica blanc + calcite. Calcaire dolomitique métamorphique de la couverture de Vanoise. Termignon, versant N de la Combe d'Enfer. Ech. n° 934. La largeur de la photo est d'environ 6 mm. (Photo prise au microscope électronique de la S.N.P.A. à Pau).

La biotite verte forme une sorte de gaine autour des amphiboles (pl. M c), le plan de clivage de la biotite se disposant parallèlement à ceux de l'amphibole. Il semble s'agir ici d'une croissance guidée par le minéral préexistant, plus que d'une altération. Quant au stilpnomélane, il se développe sans orientation préférentielle par rapport à l'amphibole, dans ses cassures ou aux dépens de la chlorite qui l'altère (pl. M e).

Il faut souligner que l'altération en amphibole bleu vert, si courante dans le socle, n'a pas été rencontrée dans la couverture. La distribution de ces différentes pseudomorphoses n'est absolument pas déterminée par une zéonographie, mais est partiellement en relation avec la lithologie de la roche hôte et ainsi en quelque sorte avec la stratigraphie (BOCQUET, 1969) : la transformation en chl+ab+hé se rencontre dans les (rares) roches quartzeuses et les marbres largement cristallisés (marbres chloriteux surtout) ; celle en mica blanc potassique (+chl et ab) surtout dans les calcaires dolomitiques du Trias et du Dogger ; celle en calcite seule ou prédominante dans des calcaires comportant du sphène (Termignon, Lias de l'éperon 2741 entre les glaciers de l'Arpont et de la Mahure ; Bramans, entre les cols de Bellecombe et de l'Arel-la).

Ces transformations impliquent donc toutes une phase fluide, hydratée dans le cas des pseudomorphoses en chlorite ou en mica blanc, et quelques déplacements d'éléments, c'est-à-dire un rééquilibrage à une échelle dépassant celle du cristal seul. L'amphibole n'est que très rarement orientée. Une exception est fournie par l'échantillon du Mont Bochor à Pralognan, étudié plus haut (éch. n° 224), où ses aiguilles sont disposées avec le grand axe parallèle à la charnière de replis ouverts centimétriques.

PYROXENE AEGYRINIQUE

Un pyroxène aegyrinique a été rencontré dans des quartzites et dans des niveaux particulièrement ferrifères. C'est une aegyrine (analyse n° 168) dans un quartzite à Termignon, col de Belle Place (pl. M d) et dans un quartzite près du col d'Etache (détermination optique de GAY, 1972). Dans un marbre ferri-fère à silicates à Bramans, entre les cols de Bellecombe et de l'Arel-la, on aurait une augite aegyrinique (détermination optique de GAY, 1972).

A Termignon la roche à aegyrine est associée au gisement d'amphiboles sodiques, de magnétite et de deerite. Elle peut avoir été contemporaine de l'amphibole sodique ou légèrement postérieure à elle. GAY (1972) cite une transformation de pyroxène sodique en ab-qz-hé.

EPIDOTE

Les marbres chloriteux renferment presque toujours des granules d'épidote. Il s'agit de pistacite, qui se situe préférentiellement dans les lits phylliteux où elle n'est que rarement abondante.

LAWSONITE

Des pseudomorphoses en chlorite, calcite + micas blancs seraient attribuables d'après ELLENBERGER (1958a, p. 314 ; 1960) et GAY (1972) à de la lawsonite. Il s'agit de pseudomorphoses de forme rectangulaire trapue, que les actions météoriques mettent en relief et qui apparaissent au microscope comme des amas formés essentiellement de petites chlorites (clinoclase d'après

l'échantillon n° 875 analysé), associées à un peu d'albite, mica blanc + tourmaline + sphène. La forme évoque effectivement les prismes trapus de la lawsonite rencontrés en milieu calcaréo-pélimitique, par exemple dans les Schistes lustrés, mais on ne peut que s'étonner de ne voir dans ces pseudomorphoses aucune épidote, minéral pourtant présent et stable dans les mêmes roches. Aucune relique n'a encore été trouvée dans ces pseudomorphoses.

DEERITE

La deerite a tout d'abord été soupçonnée dans des photos d'ELLENBERGER (1958a ; photos 6 et 8 de sa pl. 18) qui les décrit comme "aiguilles d'un minéral presque opaque". Elle a ensuite été retrouvée au même endroit (Termignon, col de Belle Place), associée à la riebeckite et à la magnétite (BOCQUET, 1971 ; BOCQUET et FORETTE, 1973). Elle a jusqu'à présent été vainement cherchée dans le gisement très semblable des cols de Bellecombe-Arel-la à Bramans.

SPHÈNE

Des cristaux autoblastiques de sphène se rencontrent dans certaines roches carbonatées, notamment : à Bramans, entre les cols de Bellecombe et de l'Arel-la ; à Termignon, Lias de la bosse 2741 entre les glaciers de la Mahure et de l'Arpont ; à Val-d'Isère, dans les marbres chloriteux de la Tsanteleina.

La magnétite a été citée plus haut à propos des gisements d'amphibole sodique. Elle est particulièrement abondante dans quelques croûtes de base des marbres chloriteux (Tignes, vallon du Pâquier ; Bramans, entre les cols de Bellecombe et de l'Arel-la) ou dans les nodules ferrifères du col de Belle Place (Dent Parrachée, Termignon).

Le diaspore et la ferrocarpholite se rencontrent seulement dans les roches hyperalumineuses du Jurassique de Vanoise méridionale (cf. GOFFE et al., 1973). Peut-être la ferrocarpholite correspond-elle aux aiguilles d'amphibole dont parle RAGUIN (1926-28) dans ces faciès.

La tourmaline, de pléochroïsme dans les verts ou bleus verts, parfois zonée, est assez rare (marbres chloriteux, flysch éocène, calcaschistes et calcaires du Lias).

4. Chimisme

Les quelques analyses dont on dispose dans la couverture mésozoïque - paléocène Briançonnaise correspondent à trois types de roches : les roches carbonatées, hyperalumineuses et calcaréo-pélimitiques. Six analyses nouvelles ont été effectuées sur des roches dont on a séparé et analysé un ou plusieurs minéraux. Ce sont (localisation : voir fig. 52, p. 238 et tableau 33, p. 274) :

- 2 marbres chloriteux, à chlorite-phengite de Vanoise
- 1 calcaire liasique à riebeckite et aegyrine de Vanoise
- 1 calcaire schisteux jurassique à riebeckite de la zone d'Acceglio
- 1 schiste calcaire triasique de Vanoise
- 1 roche à chloritoïde du Dogger de Vanoise.

On leur a ajouté dans l'établissement des diagrammes :

- 8 analyses de DUNOYER de SEGONZAC (1969) : calcschistes planctoniques du Briançonnais classique, 1 marbre chloriteux de Vanoise, cf. éch. n° 484
- 5 analyses d'ELLENBERGER (1958a). Il faut rappeler que la plupart de ces analyses d'Ellenberger ont été effectuées sur une somme d'échantillons provenant de différents gisements et ne correspondent pas en réalité à une roche bien localisée et déterminée
- 1 analyse de "mélaphyre" (KILIAN et TERMIER, 1895), provenant des Dents de Portetta à Pralognan (en fait, niveau hyperalumineux du Jurassique).

Ces roches ont été reportées dans un diagramme $Al_2O_3 - CaO - (Fe, Mg)O$ (fig. 69). Ce diagramme correspond, Fe_2O_3 déduit, à la base du tétraèdre tel qu'il a été orienté dans la fig. 62. On y a reporté également les proportions de quelques minéraux analysés : phengite des marbres chloriteux, chlorites de divers marbres, chloritoïde de la roche hyperalumineuse du Dogger de Vanoise, ferrocapholite (GOFFE et al., 1973). On y voit :

- la position des roches carbonatées très proche du sommet CaO , indiquant ainsi la nature calcitique et non dolomitique du carbonate, sauf pour un échantillon de dolomie triasique analysé par ELLENBERGER. Les faibles proportions de $(Fe, Mg)O$ vont de pair, dans les autres échantillons, avec une certaine teneur en Al_2O_3 et correspondent aux phases phylliteuses et/ou à l'amphibole ;
- les marbres chloriteux et les calcschistes planctoniques du Crétacé supérieur - Paléocène, roches équivalentes au degré de métamorphisme près, se reportent dans le même secteur du diagramme ;
- les roches hyperalumineuses à chloritoïde se situent entre les pôles chloritoïde et diaspore-pyrophyllite. Ces roches se reportent dans le domaine

Pl. M. a. Epigénie d'une aiguille d'amphibole en calcite dans un calcaire métamorphique liasique de la couverture de Vanoise. Termignon, point coté 2741 entre le glacier de l'Arpont et la Combe d'Enfer. Ech. n° 336. Lum. nat.

b. Epigénie d'amphibole en chlorite, albite et calcite, gainées de mica blanc. Calcaire dolomitique métamorphique du Trias de la couverture de Vanoise. Termignon, N de la Combe d'Enfer. Ech. n° 934. Lum. nat.

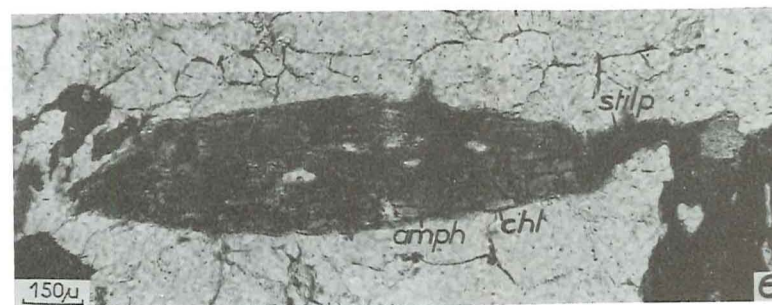
c. Biotite verte cristallisée autour d'une amphibole bleue dans un calcaire métamorphique du Jurassique supérieur de la couverture de Vanoise. Les clivages de la biotite sont parallèles à ceux de l'amphibole. Roc du Bourget près de Modane. Ech. n° 132. Lum. nat.

d. Section basale d'aegyrine en prismes aplatis dans un quartzite liasique de la couverture de Vanoise. Termignon, éboulis du col de Belle Place (E de la Dent Parrachée). Ech. n° 170. Lum. nat.

e. Stilpnomélane (stlpl) dans les cassures et autour de l'amphibole sodique (amph) dans un quartzite liasique de la couverture de Vanoise. Un peu de chlorite (chl) participe à l'altération. Termignon, éboulis du col de Belle Place (E de la Dent Parrachée). Ech. n° 308b. Lum. nat.



pl. M



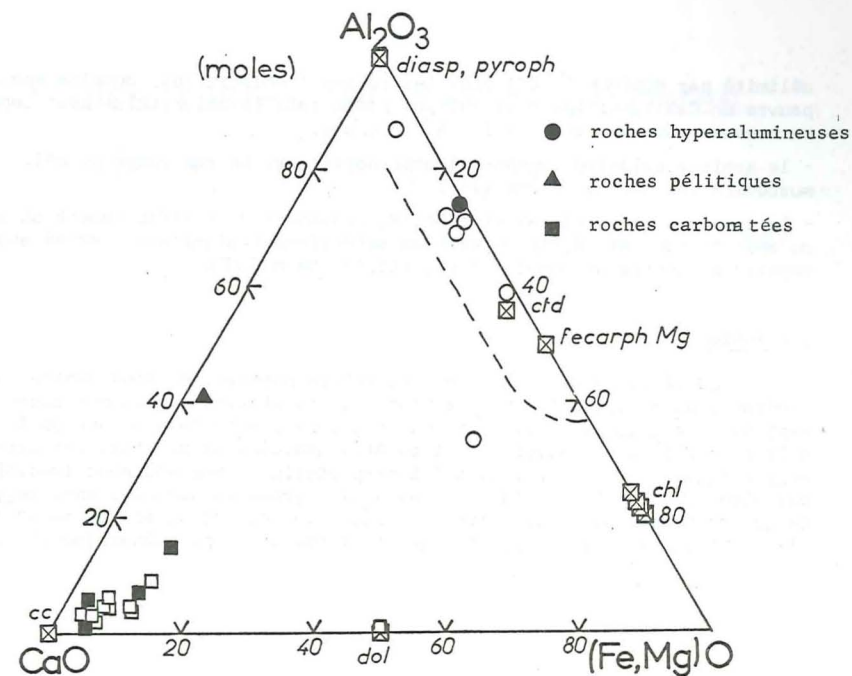
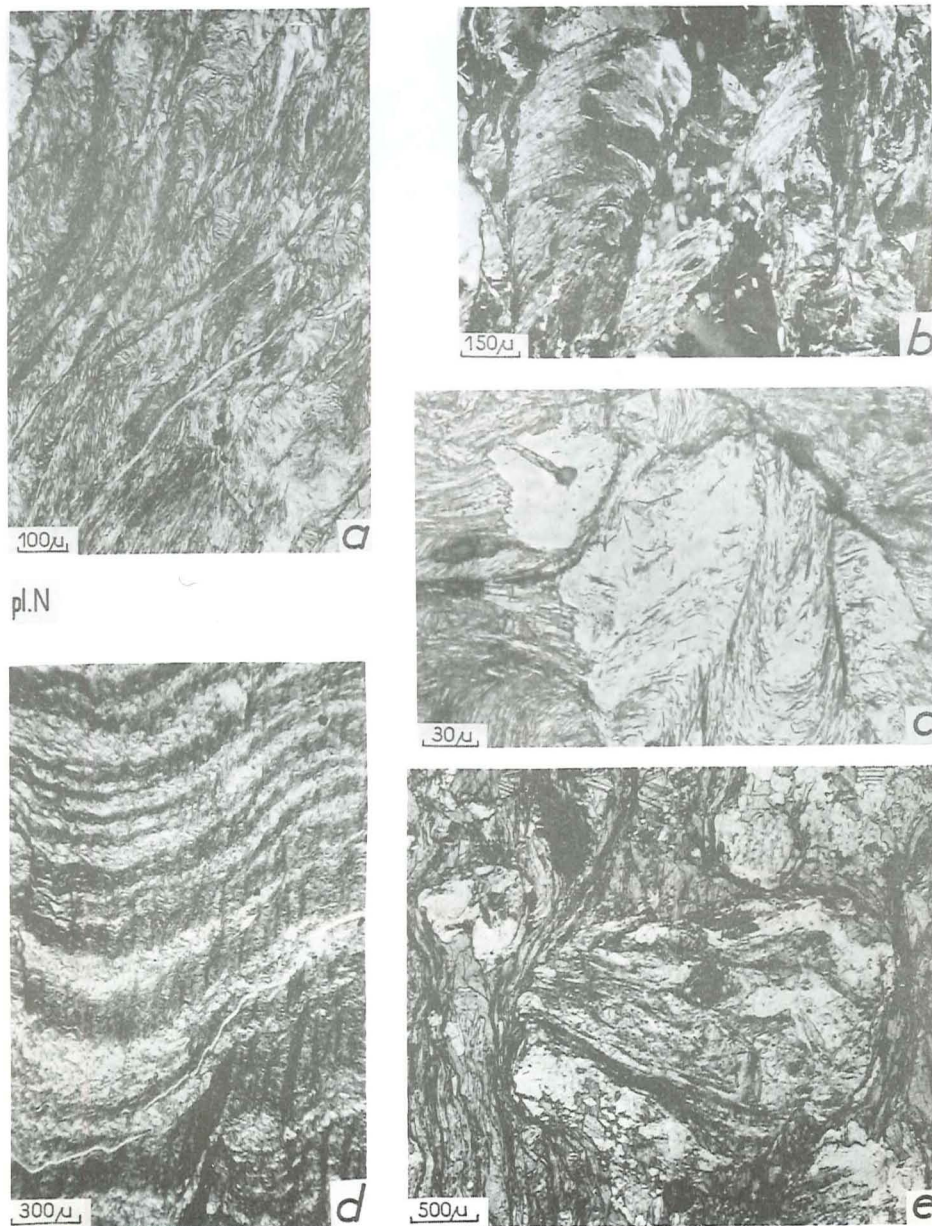


Fig. 69. - Couverture briangonnaise carbonatée : composition chimique de quelques roches dans le triangle Al_2O_3 -CaO-(Fe,Mg)O. Symboles pleins : échantillons de cette étude ; symboles creux : données de la littérature. Position de quelques minéraux d'après leur analyse : chloritoïde (n° 112), chlorites (n° 484, 542, 706, 875), ferrocarnopholite magnésifère (GOFFE et al., 1973), ou d'après leur composition théorique. La ligne en tirets individualise le domaine des roches à chloritoïde d'après HOSCHEK (1967).

Pl. N. a. Structure avec crénulation dans un calc-micaschiste piémontais (Schiste lustré). Saint-Véran, carrière de serpentinite. Ech. n° 58. Lum. nat.
b. Structure des micas blancs un calc-micaschiste piémontais (Schiste lustré). Les lamelles phylliteuses d'une foliation sont tordues. Quelques lamelles sont parallèles à une nouvelle foliation. Mont Cenis, fort de la Turra. Ech. n° 147. Lum. an.
c. Albite xénoblastique englobant des micas dessinant une foliation plissée-clivée. Calc-micaschiste piémontais (Schiste lustré). Saint-Véran, carrière de serpentinite. Ech. n° 58. Lum. nat.
d. Structure d'un micaschiste fin (Schiste lustré) du Mont Jovet (versant S). Le litage stratigraphique fait d'une alternance de lits quartzeux et micacés, est clivé en crénulation. Ech. n° 29. Lum. nat.
e. Albite poeciloblastique où les inclusions (mica blanc, calcite, quartz, oxydes opaques) la montrent tournée par rapport à la foliation de la roche. Calc-micaschiste piémontais (Schiste lustré). Val d'Isère, moraine des sources de l'Isère. Ech. n° 959. Lum. nat.

délimité par HOSCHEK (1967) pour les roches à chloritoïde, domaine spécialement pauvre en CaO (dans les calcschistes piémontais le chloritoïde peut cependant se trouver dans une association à carbonate)

- le schiste calcaire, roche calcaréo-pélimitique, se rapproche du pôle Al_2O_3 = muscovite (et non de la phengite)

- le "mélaphyre" de KILIAN et TERMIER, provenant d'un affleurement où pourtant du chloritoïde est décrit, n'est pas spécialement alumineux ; cette analyse se reporte en dehors du domaine à chloritoïde de HOSCHEK.

Conclusion

La série Briançonnaise de couverture post-werfénienne montre que divers minéraux, parmi lesquels un mica blanc et une biotite verte, ont succédé à des amphiboles sodiques. Celles-ci ont un chimisme ferrique allant de la crossite à la riebeckite. A celles-ci ont pu être associés la deerite, des pyroxènes aegyriniques et un minéral dont l'interprétation comme ancienne lawsonite n'est pas démontrée par des reliques. Les seuls pyroxènes sodiques sont aegyriniques, ce qui contraste avec les séries de socle, la couverture siliceuse et les lentilles incluses dans les gypses, qui renferment des pyroxènes jadéitiques.

Calcschistes et méta-ophiolites de la zone piémontaise

(+ méta-ophiolites du Versoyen et du Flysch à Helminthoides)

La série métasédimentaire - les Schistes lustrés des auteurs français, Calcescisti des auteurs italiens et Bündnerschiefer des auteurs de langue allemande - et les méta-ophiolites ont fait l'objet de nombreuses études pétrographiques, paléogéographiques ou structurales*.

Entre Dora-Maira et Grand Paradis NICOLAS proposait en 1966 une série stratigraphique faite des termes lithologiques suivants, de haut en bas : calcschistes, calcaires phylliteux, marbres et quartzites phylliteux. A partir de travaux effectués dans le val d'Aoste et sur le pourtour du Grand Paradis par DAL PIAZ (1971b, etc.) et par ELTER (1971), il apparaît une division des Schistes lustrés en deux zones : l'une externe, avec base de Trias-Lias et déposée sur fond sialique ; l'autre plus interne, mince, associée aux ophiolites qui en constituaient le soubassement océanique et d'âge probablement plus récent. Les noms de *zone du Combin s.l.* et de *zone de Zermatt-Saas s.l.* ont été attribués à ces deux zones par DAL PIAZ, élargissant ainsi la dénomination de BEARTH (1967) de zone Zermatt-Saas au sens strict.

Cette subdivision se suit facilement jusqu'en Maurienne et à la Dora Riparia. Plus au Sud, dans le bassin de la Durance, on a distingué (LEMOINE *et al.*, 1970 ; LEMOINE, 1971) d'une part une série ophiolitifère, la série de Chabrière, avec sédiments peu abondants, comportant des jaspes, des marbres et la formation de la Replatte (schistes noirs et calcaires à trame rousse) et, d'autre part, une masse de Schistes lustrés indifférenciés qui peut comprendre des brèches (CARON, 1971a ; TRICART, 1973, etc.) et est à dominante calcaire. Les roches ophiolitiques du Queyras et de la haute Ubaye appartiennent, d'après DAL PIAZ, 1974b, à une zone Zermatt-Saas externe, par opposition à une zone Zermatt-Saas interne, constituée par les affleurements ophiolitifères du Valais, des vals d'Aoste, de Lanzo et de Suse, du Rocciavère et du Viso. La série du Gondran, dite aussi prépiémontaise ou piémontaise externe (LEMOINE, 1960a ; ELTER, 1972), n'appartient pas au domaine piémontais proprement dit, mais est la plus interne des séries de transition entre Briançonnais et Piémontais.

* parmi lesquelles on peut citer les suivantes, où l'on trouvera d'autres références : FRANCHI (1895, 1898, 1899, 1900, 1901, 1902a, 1903, 1909), NOVARESE (1895b, 1896, etc.), STELLA (1895, 1896, etc.), FRANCHI et NOVARESE (1895), FRANCHI et DI STEFANO (1896), Gb. DAL PIAZ (1928), HERMANN (1928), RAGUIN (1930, 1931), DIEHL (1938), MICHEL (1953), LEMOINE (1957, 1964, 1971), DAL PIAZ (1965a, 1971b, 1974a, b), NICOLAS (1966a, b, 1967), PORADA (1966), BEARTH (1967, 1973), MICHARD (1967), KOEHN (1969), PUSZTASZERI (1969), KOEHN et VUAGNAT (1970), LEMOINE *et al.* (1970), BEARTH et STERN (1971), CARON (1971a), CHATTERJEE (1971), ELTER (1971, 1972), STEEN (1972), TRICART (1973), WARNAK (1974).

Les rapports géométriques entre les zones ou séries sont différents dans la partie N et dans le bassin de la Durance. Au N on voit une superposition renversée de la zone Zermatt s.l. sur la zone du Combin s.l. Dans le bassin de la Durance l'impression est celle d'un mélange tectonique fait de lentilles ophiolitiques emballées dans les calcschistes.

Les séries ophiolitiques renferment en général, dans la zone Zermatt-Saas s.l. y compris dans les lentilles ophiolitiques du bassin de la Durance (Queyras, haute Ubaye), la succession (la trilogie de STEINMANN) : serpentinite-gabbro, diabases, pillows et brèches-radiolarites et marbres. Dans la zone du Combin s.l. on trouve surtout des prasinites et ovardites mêlées de quelques gabbros, souvent sous le faciès de flasergabbro. Ces derniers types de roches vertes sont rares sinon absents en Queyras. L'origine des prasinites et ovardites peut être probablement cherchée dans des tuffites, des cinérites et quelques coulées (DAL PIAZ, 1971b).

La masse ultrabasique de Lanzo n'appartient pas au même cortège ni aux cycles effusifs alpins : il s'agit d'un fragment de manteau supérieur (BORTOLAMI et DAL PIAZ, 1970 ; GIESE *et al.*, 1970, 1973 ; NICOLAS et JACKSON, 1972 ; DAL PIAZ, 1974).

Les quelques descriptions pétrographiques qui suivent dérivent d'observations effectuées en Tarentaise, en haute Maurienne et dans le bassin de la Durance (Est de Briançon, Queyras). Elles sont avant tout destinées à mettre en lumière les différentes paragenèses alpines, en restant loin d'épuiser le sujet de la pétrographie des métasédiments et des méta-ophiolites de l'ensemble piémontais. Les caractères chimiques présentés seront fondés sur un ensemble d'analyses nouvelles ou tirées de la littérature.

LES METASEDIMENTS : "SCHISTES LUSTRES s.l."

La majorité des roches représentées dans la série métasédimentaire sont des calcschistes ; il s'y trouve aussi des micaschistes, marbres, schistes siliceux, quartzites, roches bréchiques et gneiss albitiques.

Les faciès et les associations minérales sont excessivement monotones dans les calcschistes. Ce n'est que dans les faciès directement en contact avec les ophiolites que se rencontrent des associations minérales sinon inconnues dans la masse même des calcschistes. Dans la zone Zermatt s.l., comme par exemple, en France, la partie la plus haute de la Maurienne, les métasédiments associés aux méta-ophiolites prédominantes montrent eux aussi des associations minérales plus variées. Aux concentrations métalliques, qui sont en liaison avec les roches ophiolitiques, sont associés des faciès lithologiques particuliers qui seront décrits séparément.

Les fossiles sont très rares, soit que cette formation en ait toujours été très pauvre, soit que les restes aient été effacés à la faveur des déformations et du métamorphisme. On peut citer : ceux trouvés dans les calcaires liasiques peu métamorphiques des abords des massifs cristallins penniques (FRANCHI et DI STEFANO, 1896 ; FRANCHI, 1899, 1909 ; MICHARD, 1967 ; etc.) ; les foraminifères mis en évidence par attaque électrolytique de cristaux de pyrite dans une lentille minéralisée des calcschistes du vallon de Roche-molles à Bardonecchia (NATALE, 1970).

1. Les calcschistes

Les calcschistes sont des roches friables, à altération brunâtre, gris moyen en section, où les plans de foliation sont "lustrés" par des lamelles micacées. On peut y noter parfois des cristaux noirs de section rectangulaire, qui sont de l'albite ou de la lawsonite, des bosselures dues à des grenats, des aiguilles ou des plaquettes sombres qui sont soit de chloritoïde, soit de tourmaline, rarement d'amphibole bleue.

L'association minérale comprend par exemple les proportions modales suivantes (les n° 275 et 1004 correspondent à l'association banale de calcschistes/micaschistes ; les autres échantillons sont des faciès particuliers) :

	éch. 275	éch. 1004	éch. 163a	éch. 475	éch. 629	éch. 1067	éch. 957
calcite	67 %	26 %	23 %	<0.5 %	24 %	16 %	13 %
quartz	15	57	2	34	32	25	3
mica blanc	12	8	}28	52	-	34	60
chlorite	5	5		5	7	6	6
albite	-	1	2	-	-	-	2
matières opaques	2	3	2	1	<0.5	0.5	<0.5
glaucothane s.l.	-	-	32	-	-	-	-
lawsonite	-	-	9	-	36	-	-
grenat	-	-	-	5	-	-	14
sphène, rutile	-	-	2	<0.5	1	<0.5	2
carbonate Fe	-	-	-	3	-	-	-

tourmaline	-	-	-	<0.5	-	0.5	-
apatite	-	-	-	<0.5	-	-	-
épidote, clinozoïsite	-	-	-	0.5	-	<0.5	-
chloritoïde	-	-	-	-	-	18	-
stilpnomélane	-	-	-	-	-	-	-
amphibole bleu vert	-	-	-	-	-	-	-

Ech. n° 275 : Termignon, vallon de la Rocheure
 Ech. n° 1004 : Cervières, col de Péas
 Ech. n° 163a : Saint-Véran, mines de Cu
 Ech. n° 475 : Val d'Isère, moraine des sources de l'Isère
 Ech. n° 629 : Charmaix, col de Fréjus
 Ech. n° 1067 : Bessans - le Villaron, le Mûlard
 Ech. n° 957 : Val d'Isère, moraine des sources de l'Isère

Parmi ces minéraux l'amphibole bleue et la lawsonite, d'une part, le grenat, le chloritoïde et l'amphibole bleu vert, d'autre part, peuvent coexister dans un même échantillon.

Ces compositions minérales sont figurées dans les diagrammes tétraédriques de la fig. 70a à d.

La structure foliée peut être affectée de replis plus ou moins serrés (crénulation) (pl. N a). La foliation la plus évidente sur l'échantillon est soit antérieure à ces replis et microcisaillements, soit parallèle aux plans de cisaillement. Dans le premier cas on voit des lamelles micacées aux clivages tordus formant charnières (pl. N b). Les porphyroblastes d'albite sont postérieurs à ces replis (pl. N b), mais sont parfois tournés (pl. N c). Le litage constitué par l'alternance fine de lits calcito-quartzeux et de lits phylliteux, coïncide le plus souvent avec la foliation principale. Des fragments bréchiques se remarquent par une composition souvent plus riche en produits opaques ou par une structure sédimentaire conservée, discordance par rapport à la foliation de la roche.

Faciès banaux à cc-qz-mu-chl+ab-minéraux opaques et accessoires

La calcite est souvent assez largement cristallisée (150 à 500 μ souvent). Elle peut englober quartz et mica. Le quartz plus ou moins abondant est autoblastique à subautoblastique, engrené ou en mosaïque, disposé en lits ou en amas. Dans certains échantillons particulièrement plissotés, son extinction onduleuse témoigne du caractère post-cristallin d'une dernière déformation. Les cristaux de mica blanc, en général petits, sont rarement associés lamelle à lamelle à la chlorite. Il s'agit au moins en partie de phengite (cf. analyse n° 671). Des études systématiques sur la fraction micacée ont montré que la paragonite est présente (CHATTERJEE, 1962a ; LIBORIO et al., 1970, 1971 ; CHIESA et al., 1972 ; CHATTERJEE, 1971 ; FIORA, 1974 ; CARON, 1974). La margarite est rare (LIBORIO et MOTTANA, 1973, p. 54).

La chlorite est parfois absente ; en général faiblement colorée, elle polarise dans les gris et l'allongement est négatif parallèlement au clivage (type 1). Parfois elle polarise dans une teinte bleue ou brune anormale et l'allongement est positif parallèlement au clivage (type 4). Les deux types peuvent être représentés dans la même lame mince. Deux analyses (n° 671 et 957) sont celles de ripidolites (au sens de FOSTER) ou de thuringites (classification de HEY). Dans les échantillons altérés elle est facilement oxydée.

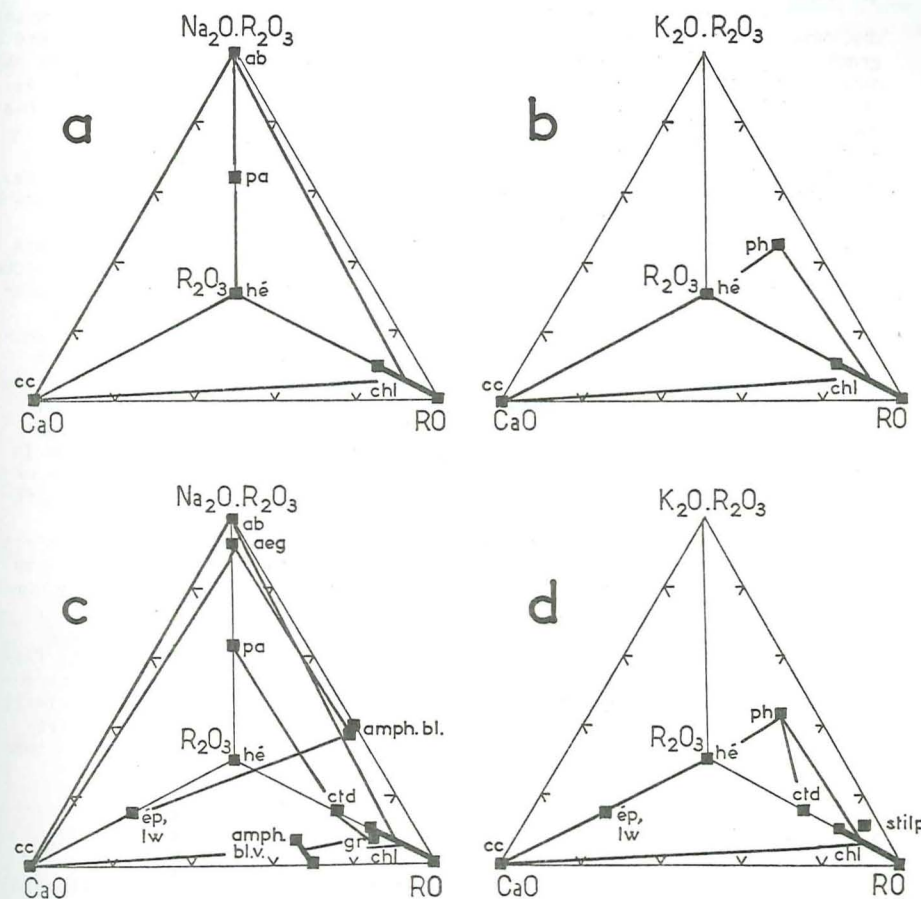


Fig. 70. - Schistes lustrés piémontais : composition minéralogique des calc-schistes banaux (a, b) et des faciès à minéraux divers (c, d). Le sommet des tétraèdres est occupé par Na_2O (a, c) ou par K_2O (b, d). Position des minéraux d'après leur analyse chimique, ou bien d'après leur composition théorique. Lignes de liaison tracées seulement entre les minéraux dont l'association stable a été observée de manière certaine dans un échantillon.

L'albite, quand il y en a, est xénoblastique, peu maclée (albite, Carlsbad), très poeciloblastique (elle englobe : cc, qz, mica blanc, chl oxydée ou non, matières charbonneuses et minéraux opaques, tour, ru). Elle forme

les plus grands cristaux, atteignant le millimètre. Son pourcentage en anorthite est faible ; la valeur de $2V_z$ oscille autour de 78° .

Les *matières opaques* sont en partie de nature charbonneuse, sans atteindre, dans un échantillon du Fréjus étudié sur poudre séparée, la cristallinité du graphite. Elles soulignent le litage et peuvent être englobées par divers minéraux (ab, chl). *Hématite*, parfois *pyrite* sont en général très subordonnées. La *tourmaline* forme de petits grains le plus souvent verdâtres et zonés. Des *carbonates ferri-fères* (ankérite ?) sont facilement altérés et il peut n'en subsister que la silhouette dessinée par des oxydes de fer limoniteux. Les *épidotes* (pistacite, parfois clinozoïsité) sont peu fréquemment représentées. L'*apatite* forme de petits grains peu fréquents. De minces petites aiguilles de *rutile* peuvent parsemer l'albite (pl. O a) ou la chlorite.

Ce type le plus banal de calcschiste à paragenèse réduite (le nombre de phases exprimées est souvent inférieur à celui que permet la règle de Gibbs) a été rencontré dans tout le domaine étudié et notamment, de manière prédominante : dans la klippe de la Sassièrre, dans le massif de la Sana - col de Leisse, à Val d'Isère - Prariond et aux environs du col de l'Iseran, à Termignon, Lanslebourg, au Mont Cenis, aux environs du Fréjus - Bardonecchia, à Villarodin, à Bessans - vallon du Ribon, dans les Alpes cottiennes septentrionales, aux environs de Château-Queyras, Cervières - col de Péas, Ristolas, Molines, Saint-Véran, Ceillac. C'est de loin le faciès le plus courant et, malgré une certaine diversité dans l'aspect plus ou moins "cristallin" de la roche, le plus rebutant du point de vue pétrographique. Son étude par des méthodes sédimentologiques (analyses séquentielles, etc.) devrait être plus féconde.

L'association minéralogique des marbres et calcaires phylliteux n'est pas différente de celle de ces calcschistes banaux. La calcite prédominante y est souvent très largement cristallisée. Le quartz et l'albite sont abondants, parfois absents ; dans un marbre du Mont Cenis (fort de la Turra), des cristaux d'albite noire en échantillon sont maclés albite ou Carlsbad/albite (macle quadruple). Mentionnons un marbre à ocelles rouge sombre, faites de calcite colorée par une poussière d'hématite ; ce faciès a été rencontré à la mine de Saint-Véran et à Molines-en-Queyras (Rif du Bois Crisselet). De petits nodules d'un gris plus sombre que la roche encaissante, sont fréquents dans les faciès marmoréens (Tronçea, haute Ubaye, vallon de Chabrière).

2. Les schistes et calcschistes de la klippe du Jovet

Les calcschistes et ophiolites (gabbro, serpentinite) de la klippe du Mont Jovet sont traditionnellement considérés comme appartenant à la zone piémontaise. Les métasédiments se différencient des calcschistes banaux décrits ci-dessus non par leur composition minéralogique, mais par leur "cristallinité" : sauf certains cristaux d'albite atteignant le millimètre, les minéraux des calcschistes et schistes restent toujours petits (20-150 μ). Les minéraux phylliteux sont souvent très chargés de produits opaques. L'association est formée des minéraux suivants : qz - très fin mica blanc - produits opaques + cc + ab + chl + tour + carbonate Fe. Le litage stratigraphique où le quartz forme des lits clairs séparés par les lits phylliteux coïncide le plus souvent avec la foliation principale et est toujours plissé et microplissé (pl. N d). Ces déformations ne sont pas accompagnées de cristallisations,

mais seulement d'une migration des éléments opaques indiquant le début d'une transposition. Plusieurs plans de schistosité se reconnaissent dans certains échantillons. Des faciès détritiques grossiers s'y rencontrent.

3. Faciès à minéraux divers de la partie interne

Le chloritoïde, le grenat et l'amphibole bleu vert se rencontrent dans la partie interne de l'ensemble piémontais.

Les *calcschistes* et *micaschistes* à *chloritoïde* apparaissent au niveau du Mont Cenis et de l'Iseran ; on en a rencontré en plusieurs endroits de haute Maurienne (par exemple à Bessans, Bonneval - ravin du Vallon, Avérole-Vincendières) et aux sources de l'Isère. PORADA (1966), VIALON (1966) et CHATTERJEE (1971) en citent plus au Sud, le long du massif Dora-Maira.

L'*albite* est absente de la paragenèse sauf dans un échantillon où elle n'est toutefois pas en contact avec le chloritoïde. Mais la *calcite* abondante et parfois aussi l'*épidote s.l.*, qui n'apparaissent pas en déséquilibre avec le chloritoïde, montrent que ce minéral n'est pas exclusif des roches pauvres en chaux (cf. HOSCHEK, 1967 ; CHATTERJEE, 1971). La *tourmaline* est toujours présente dans l'association. Atteignant souvent une taille millimétrique les cristaux noirs de *chloritoïde* se remarquent bien sur les échantillons dès qu'il est assez abondant. Il peut renfermer des aiguilles de rutile, du sphène, du quartz, de la tourmaline et des oxydes de fer, et s'altérer légèrement en chlorite ou mica blanc. Il a été analysé dans un échantillon schisteux, sans calcite, à aiguilles de rutile relativement abondantes, où il se présente en gerbes de petits cristaux un peu altérés en mica blanc (n° 734, provenant du col de Fréjus) ; il y est triclinique ; dans cette roche, à peu près un tiers du mica blanc est de la paragonite (d'après les RX). L'aspect du chloritoïde dans cet échantillon est différent de celui en grandes lames bleuâtres qu'il a dans les micaschistes de la portion interne des Schistes lustrés.

Dans un échantillon provenant du col de l'Iseran le chloritoïde a cristallisé dans des éléments montrant une structure plissée serrée et très chargés de particules opaques. Il peut s'agir d'anciennes lawsonites, dont les épigénies en calcite + mica ont précisément cet aspect, quoiqu'on ne puisse pas écarter complètement l'idée de fragments bréchiques.

Les *calcschistes* et *micaschistes* à *grenat* ont une répartition assez semblable à celle des calcschistes à chloritoïde : dans la partie interne de l'ensemble des Schistes lustrés. Le *grenat* est globalement un almandin (65 à 72 % pour les échantillons analysés par voie humide ; cf. aussi les analyses de CHATTERJEE, 1971) ; les études à la microsonde (BOCQUET, LADURON et de BETHUNE, sous presse) ont montré que le centre des grains est particulièrement riche en spessartine. Ils sont souvent autoblastiques et peuvent renfermer des inclusions charbonneuses ou de rutile dessinant des microplissements (inclusions hélicitiques) (pl. O b, c). On trouve les mêmes structures internes dans les épidotes et les tourmalines des mêmes échantillons (pl. O d, e). Ces microplissements se retrouvent un peu dans les micas blancs dont l'orientation traduit cependant plutôt une histoire ultérieure. L'association à grenat comporte fréquemment de la *pistacite*, parfois zonée

autour d'allanite ; elle peut renfermer une *amphibole bleu vert*, du *chloritoïde* et du *sphène*, celui-ci en équilibre avec la calcite (pl. Q b). Les roches à grenat associées au gisement métallifère du Môlard (Bessans - Le Villaron) seront décrites plus loin.

4. Faciès à minéraux divers associés aux roches ophiolitiques

A proximité immédiate des ophiolites les métasédiments présentent des associations minérales plus riches où apparaissent lawsonite, amphiboles sodiques et bleu vert, sphène, pyroxène aegyrinique, etc.

Les *calcschistes*, *calcaires phylliteux* et *micaschistes à lawsonite* et/ou *glaucophane s.l.* sont fréquents à partir du Sud de la vallée de l'Arc, depuis le Fréjus jusqu'au S du Queyras. Ils se trouvent toujours à proximité immédiate de roches ophiolitiques, à une distance qui est en général de l'ordre du mètre. De l'amphibole bleue y est assez fréquemment associée. Contrairement à ceux des méta-ophiolites les cristaux de lawsonite apparaissent toujours noirs sur l'échantillon, car ils sont chargés d'inclusions. Ils gardent cet aspect même lorsqu'ils sont épigénisés. Leur taille peut atteindre jusqu'à 3 cm (sur un calcschiste de Molines-en-Queyras, vallon du Longet).

Lorsqu'elle est fraîche, la *lawsonite* montre les fines macles polysynthétiques et les clivages caractéristiques. L'angle $2V_z = 83^\circ$ (moyenne de 40 mesures sur un échantillon de Saint-Véran). Les nombreuses inclusions sont de produits carbonneux ou de rutile. Elles dessinent des microplis qui peuvent se raccorder ou non avec la structure des micas avoisinants, mais sont toujours plus accentués à l'intérieur des cristaux. Il peut se rencontrer aussi une bordure plus claire, elle-même zonée (pl. P a, c, d). Elle peut être incluse poecilolithiquement dans l'albite (pl. Q a) et dans la calcite. Une analyse a été effectuée d'une lawsonite provenant d'un micaschiste de Saint-Véran (n° 671). Les altérations sont fréquentes et parfois totales. Plusieurs minéraux peuvent y participer : mica blanc, chlorite, calcite, quartz (pl. P b, d). Les

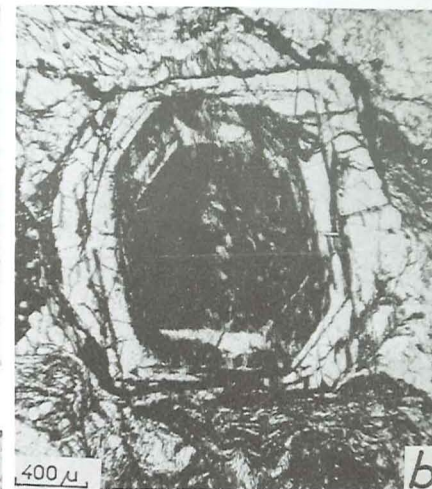
Pl. O. a. Fines aiguilles de rutile dans une albite d'un micaschiste piémontais (Schiste lustré). Tignes, glacier de Rhône-Golette (klippe de la Sassièrre). Ech. n° 558. Lum. nat.

b. Grenat zoné comportant une zone centrale riche en inclusions (carbonneuses et titanées) et une bordure claire. La partie centrale est plus riche en spessartine, comme l'ont montré les profils à la microsonde. Micaschiste à grenat piémontais (Schiste lustré). Val d'Isère, moraine des sources de l'Isère. Ech. n° 475. Lum. nat.

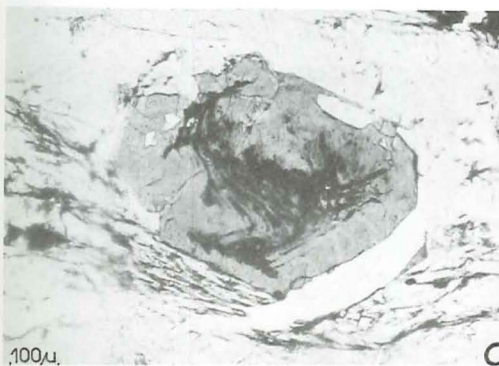
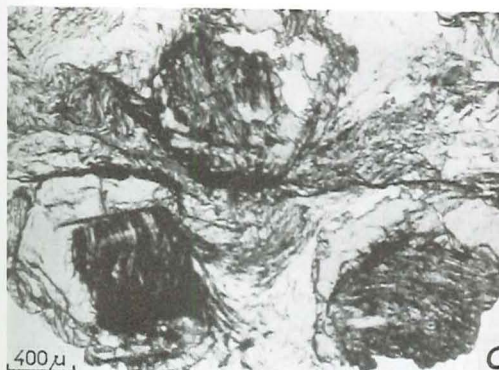
c. Grenats zonés dans le même échantillon que celui de la photo précédente. Les inclusions des grenats dessinent des structures finement plissées qui se raccordent à celles des micas encaissants.

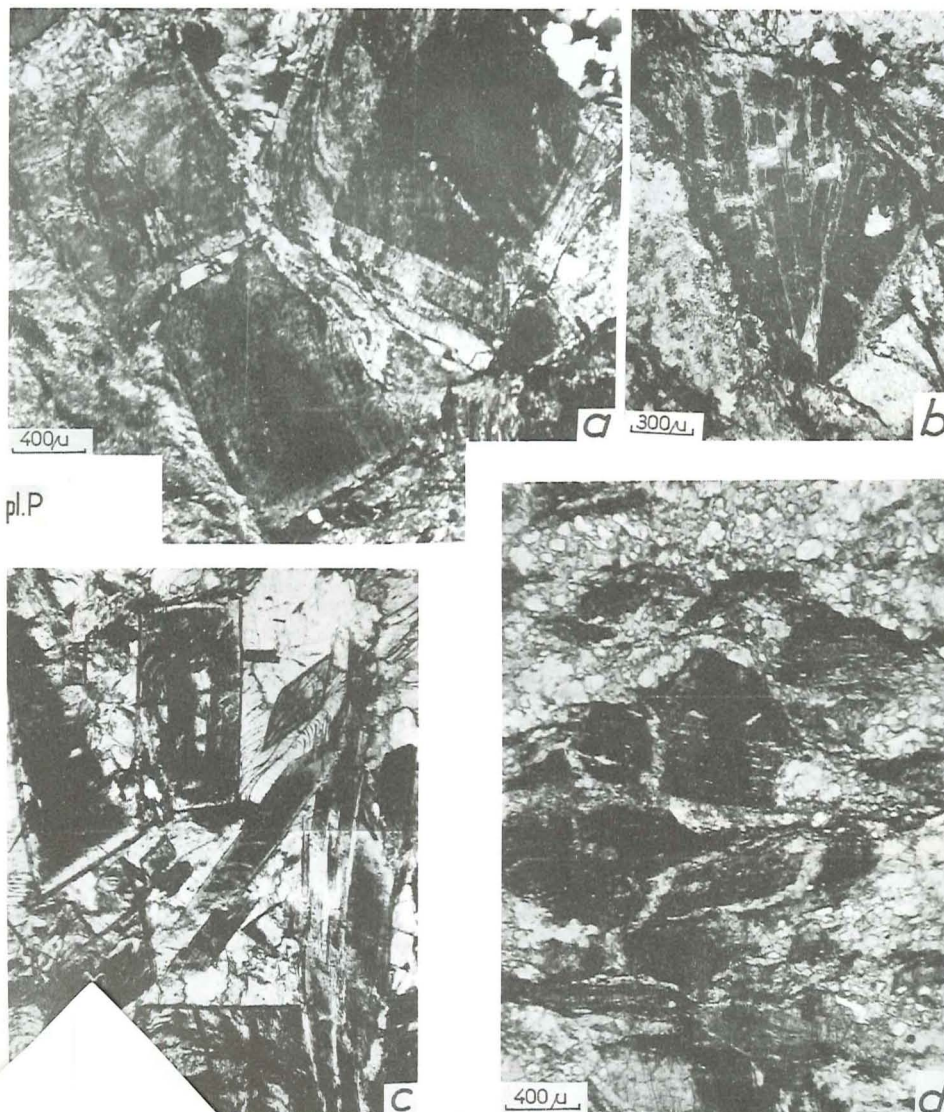
d. Inclusions plissées à l'intérieur d'une tourmaline dans un calcschiste piémontais à chloritoïde. Val d'Isère, moraine des sources de l'Isère. Ech. n° 474. Lum. nat.

e. Inclusions plissées se raccordant à la structure des micas encaissants, à l'intérieur d'une clinzoïsite. Même échantillon que les photos b et c.



pl. O





pl. P

traînées opaques ou titanées plissotées subsistent souvent au cours de cette altération lorsqu'elle consiste en un remplacement par la calcite, ce qui permet leur identification. L'altération commence en général le long des clivages parallèles à l'allongement des cristaux. Les minéraux qui se forment suivant ces plans sont en général limpides. La substitution se fait surtout par la calcite dans les roches carbonatées ou les lits carbonatés, par le mica blanc dans les lits phylliteux ou siliceux, où les reliques subsistent plus longtemps. Ces altérations sont loin d'être des transformations isochimiques, mais sont des remplacements avec migrations d'éléments :



L'influence de la composition de la phase fluide sur ces transformations a été étudiée par CARON (1971) et par GUITARD et SALIOT (1971).

Quelques grains d'épidote (*pistacite*) peuvent faire partie de l'association à lawsonite, sans lien génétique apparent avec la lawsonite.

Une *amphibole bleue* est assez souvent associée à la lawsonite dans les calcschistes. On a rencontré cette association notamment à Saint-Véran (mines de Cu), à Molines-en-Queyras (vallon du Longet), à Meyriès (vallon de Péas), à Cervières (col de Péas). Ailleurs l'amphibole bleue est seule (Molines, Saint-Véran - Cornivier, Saint-Véran - Marrous, Point de Tête Noire, Ristolas - lac Baricle, Ceillac dans un marbre à stilpnomélane à l'W des affleurements de serpentinite de la Pointe Marcel, à Ceillac - col S de Cristillan dans un calcschiste à diopside chromifère au contact de la serpentinite, etc. L'amphibole peut renfermer les mêmes inclusions plissotées que la lawsonite (pl. P c). Ailleurs elle porte de nombreux granules de sphène ou des aiguilles de rutile. Des replis post-cristallins en cassent les cristaux ou les tordent.

Les cristaux bien colorés, parfois zonés (plus sombres au centre) montrent le plus souvent une orientation de glaucophane ("G" de BORG) : allongement le plus souvent positif, rarement indifférent, plan des axes optiques toujours // 010, angle d'axes $2V_x$ allant de 50 à près de 0°. Ils peuvent avoir une disposition en gerbes. Un faciès particulier est celui qu'a

Pl. P. a. Lawsonite zonée, comportant une partie centrale riche en inclusions et une bordure plus claire. Micaschiste piémontais (Schiste lustré) à lawsonite et albite. Saint-Véran, carrière de serpentinite. Ech. n° 671. Lum. nat.

b. Lawsonite presque complètement altérée en quartz et mica blanc. Les inclusions opaques ont subsisté. Calcschiste piémontais (Schiste lustré). Charmaix, col du Petit Argentier. Ech. n° 611. Lum. nat.

c. Lawsonite et amphibole bleue zonées, comportant une partie centrale riche en inclusions et une bordure plus claire. Les inclusions dessinent une structure plus finement plissée que celle des micas voisins. Calcschiste (Schiste lustré) riche en lawsonite et glaucophane s.l. Molines-en-Queyras, vallon du Longet. Ech. n° MQ.41. Lum. nat.

d. Lawsonite presque complètement remplacée par quartz et calcite. Les inclusions opaques ont subsisté. Calcschiste (Schiste lustré). Bardonecchia, versant E du col du Fréjus. Ech. n° 735. Lum. nat.

l'amphibole sur des calcaires en minces plaquettes, par exemple à Saint-Véran dans le haut ravin de l'Ubert (éch. 1284)* : les aiguilles, en enduit pâle sur l'échantillon, sont excessivement fines ; par certaines propriétés optiques elles se rapprochent d'une crossite ferrifère (allongement négatif, pléochroïsme pâle violet/janâtre, plan des axes optiques L010), mais d'autres caractères (angle d'extinction Δc faible, teintes de polarisation anormales, nuance verdâtre dans l'allongement), ainsi que les caractères radiocristallographiques (voir partie minéralogique) sont plus ceux d'une riebeckite ou magnésioriebeckite. Un autre gisement d'amphibole sodique en fines fibres bleu pâle en échantillon est constitué par une association filonienne à dolomite dans les calcschistes du Mont Cenis, fort de la Turra. L'analyse partielle de l'amphibole (n° 881) a été discutée dans la partie minéralogique. Chimiquement il s'agirait de crossite, mais les caractères radiocristallographiques sont ceux d'une riebeckite ou magnésioriebeckite. L'association minérale comprend : crossite-ab-carbonate dolomitique-chl très pléochroïque-mica blanc-bi v-minéraux opaques abondants.

L'amphibole peut être englobée dans l'albite poeciloblastique ou dans la calcite. Plusieurs analyses ont montré des compositions soit de ferroglaucophane (n° 840, marbre à Molines-en-Queyras, vallon du Longet ; n° 728, schiste au col du Fréjus, versant W du Petit Argentier**), soit de crossite (n° 854, micaschiste + cc à Ceillac, torrent des Prés Bergers***). L'altération peut se faire en chlorite + albite, plus rarement en calcite.

Le *stilpnomélane* n'a été rencontré qu'une fois dans ces faciès, sur la crête entre Saint-Véran et Ceillac, à l'W du "col des Prés Bergers", dans un marbre à amphibole sodique. Son abondance et sa taille sont toutefois remarquables dans d'autres types lithologiques des environs de Tronca et de Sestriere (cf. CARON, 1970), soit en filon quartzeux, soit dans des glaucophanoschistes, soit encore dans l'association ferrifère que l'on rappellera ci-dessous (BOCQUET et FORETTE, 1973).

La *fuchsite* se rencontre çà et là dans les calcschistes voisins de roches vertes (Iseran, Mont Jovet, Fréjus, Queyras). Dans les marbres associés aux serpentinites et dans les ophicalcites se trouvent des débris *serpentineux* et parfois du *diopside* (vallon de Péas), du *diopside chromifère* (Ceillac, près du col S de Cristillan), parfois de la *pistacite* (Saint-Véran, lac Blanchet). Au Mont Jovet près du chalet de Prajourdan, un marbre comporte : amphibole bleue (aux propriétés optiques de riebeckite, mais pâle), *aegyrine* abondante et *picotite*. Le *sphène* est presque toujours présent, en cristaux généralement autoblastiques dans les faciès proches de roches ophiolitiques. De la *carpholite* est citée par STEEN (1972) dans un micaschiste de haute Ubaye.

* échantillonné en compagnie de P. SALIOT lors d'une excursion commune en septembre 1973.

** Cet affleurement avait été attribué par CABY (1964) à la zone briançonnaise. Comme le montre la lithologie, il s'agit en fait d'un petit lambeau de Schistes lustrés. À relier aux affleurements situés à quelques centaines de mètres à l'Est.

*** Cet affleurement n'est pas signalé par TRICART (1973). Il est situé vers 2370 m en rive gauche du ravin des Prés Bergers.

5. Méta-radiolarites, jaspes

Les échantillons de méta-radiolarites présentent une couleur pourpre, parfois verte. Leurs replis sont soulignés par de minces lits blancs quartzeux. L'association minéralogique des méta-radiolarites est :

qz-mu-chl-ép-minéraux opaques (oxydes et sulfures + cc + ap + pyroxène aegyrinique + lw + amph bl + stilp + sph.

Le grenat et la piémontite n'ont pas été décrits en France. Au Monte Cruzeau (Cesana-Torinese) des radiolaires sont encore reconnaissables quoiqu'altérées et non identifiables (PARONA, 1892). Certains de ces jaspes comportent du matériel d'origine volcanique (ophiolitique) ; au Mte Cruzeau ils renferment une amphibole sodique, un pyroxène aegyrinique et de la lawsonite (KOEHN, 1969) et dans le vallon de Chabrière en haute Ubaye un pyroxène aegyrinique et de la lawsonite (STEEN, 1972).

6. Les gneiss albitiques

Rencontrant des gneiss au sein de l'ensemble des Calcschistes, en Maurienne et en Tarentaise, HERMANN (1928) les assimila aux gneiss de la Dent Blanche en val d'Aoste et en fit des lames constituant la prolongation du M. Emilius. C'est ainsi qu'il les figure dans son admirable carte des Alpes nord-occidentales (1938). MICHEL (1953) les considéra comme le résultat d'une métasomatose albitique, responsable pour lui du caractère sodique de beaucoup des recristallisations alpines (albite, glaucophane). Il nomma ces faciès "gneiss du Charbonnel", du nom d'un sommet de la vallée d'Avérole où ils sont bien développés.

NICOLAS (1966a) préfère les considérer comme des niveaux détritiques associés au volcanisme éruptif des prasinites, ou même comme des niveaux volcanodétritiques. Leur localisation constante en association, et parfois en alternance avec les prasinites-ovardites rend en effet cette interprétation la plus vraisemblable (cf. LORENZONI, 1965).

L'association minéralogique comprend :

qz-ab-mica bl-chl+cc+sph-ap-oxydes de Fe et pyrite+ép+amph vert pâle (act-trém)+gr+zi.

LORENZONI (1965) y signale du feldspath potassique.

7. Les associations métallifères

Au niveau des concentrations métalliques dans les Schistes lustrés, les associations minérales sont particulièrement variées, sous l'influence probablement de la disponibilité de fer et de la présence de différents fluides. Les concentrations métalliques (Fe et Cu sulfurés, donc surtout pyrite et chalcoppyrite, plus rarement Fe oxydé) sont liées aux roches ophiolitiques dans l'espace et dans leur genèse (DAL PIAZ, 1971b ; SPOONER et FYFE, 1973 ; SPOONER *et al.*, 1974). On en décrira trois, qui font encore ou ont fait l'objet d'exploitation ou de recherches : Saint-Véran dans le Queyras, le Mâlard - Bessans en haute Maurienne et le colle del Beth, Tronca (entre haut val Chisone et haut val Germanasca).

Le gisement de Saint-Véran a été décrit par TERMIER (1904), WEGMANN (1928), HUTTENLOCHER (1934), ROUTHIER (1946) et BOULADON et PICOT (1968) ; on trouve la liste de ses minéraux non silicatés dans PIERROT *et al.* (1972). La gangue du minerai est un quartzite à riebeckite, parfois à aëgyrine, à rares fissures à stilpnomélane. La riebeckite dont l'orientation optique est celle de l'osannite, a été analysée (n° 59), ainsi que l'aëgyrine (n° 59b), dont les proportions moléculaires sont : $aeg_{gg} di_{hd} j_{d_5}$. La nature du stilpnomélane (n° 669) a été confirmée par diffractogramme X, qui a permis d'en calculer les paramètres de maille (voir partie minéralogique).

L'amphibole sodique peut aussi être associée à de la calcite. L'intensité de sa coloration varie fortement entre les quartzites où les cristaux sont presque opaques suivant n_x c et les schistes ou calcaires où l'allongement est positif. La chloritisation est plus intense dans les schistes. Dans cette altération l'influence du soufre est remarquable : dans ce type de roche les cubes de pyrite sont à peu près uniquement associés aux épigénies chloriteuses (pl. Q c). Du sphène et de l'apatite existent aussi dans les quartzites.

Aux mines du Beth-Ghinivert, entre le haut val Chisone et le haut val Germanasca, abandonnées depuis une avalanche catastrophique au début du siècle, le minerai comporte surtout pyrite et chalcoppyrite (NOVARESE, 1900 ; HUTTENLOCHER, 1934). Sulfures et silicates sont souvent répartis en lits centimétriques ou millimétriques, où prédomine l'un ou l'autre minéral. A ce gisement sont liées des ovardites dont quelques lits se trouvent à l'entrée ouest de la mine. HUTTENLOCHER y a cité de l'aëgyrine. Un faciès grenu gabbroïque (flaser gabbro) s'y distingue. L'association minérale du niveau minéralisé comprend :

qz-amph bl-amph actinotique-clinozo-stilp-chl-deerite-ab-cc-ap-sulfures+sph+ru.

L'amphibole bleue (globalement une crossite), le stilpnomélane, la chlorite (pynochlorite ou chamosite) et la deerite (BOCQUET et FORETTE, 1973) ont été analysés. L'amphibole bleue est zonée, le centre des cristaux étant plus sombre ; elle est plus ou moins transformée en chlorite + albite très fine + stilpnomélane. Comme à Saint-Véran on retrouve l'influence du soufre sur son altération. La chlorite est très colorée et souvent en amas, parfois mêlée au stilpnomélane. Celui-ci est en grands cristaux (plusieurs millimètres), d'un brun sombre ou vert brunâtre. Il semble postérieur à l'amphibole sodique et à la deerite, minéraux qu'il peut englober, ainsi qu'à un carbonate ferrique. La deerite est en aiguilles longues de quelques microns à 2 mm, abondantes. Les cristaux les plus fins, inclus dans le quartz, sont légèrement translucides. Le quartz, d'extinction un peu onduleuse, forme le fond de la roche. L'albite n'existe que dans les épigénies d'amphibole sodique. Les autres minéraux sont accessoires, sauf les sulfures dans certains lits.

Dans la succession chronologique des minéraux, on trouve donc tout d'abord l'amphibole sodique et la deerite ; la première se transforme ensuite en albite + chlorite, les sulfures exerçant une influence sur cette épigénie ; le stilpnomélane vient en même temps ou encore postérieurement. Les diagrammes triangulaires de la fig. 71 montrent bien que l'association actuelle de cette roche est polyphasée ; la composition chimique de la roche a été calculée à partir du mode et reportée dans ces diagrammes. Des replis affectent l'ensemble des minéraux (pl. Q d).

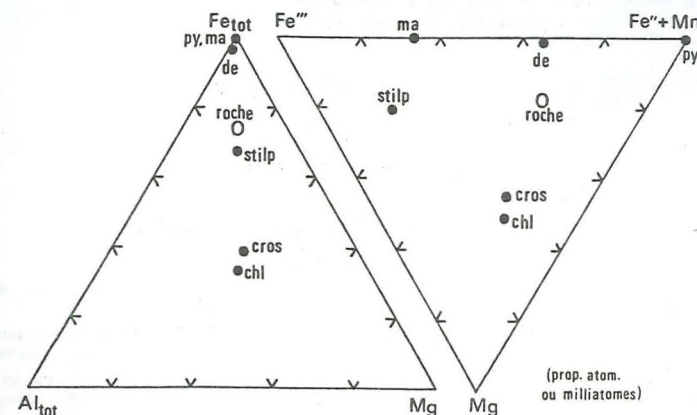


Fig. 71. - Schistes lustrés piémontais : association minérale dans le quartzite à silicates de la mine du Beth-Ghinivert. La composition de la roche a été calculée à partir de la composition modale.

La concentration en magnétite du Molard (petit hameau de chalets au-dessus du Villaron, Bessans, en haute Maurienne) est portée sur la feuille Lanslebourg (RAGUIN, 1931) ; l'encaissant y est erronément indiqué comme gneiss (cf. Charbonnel). Des grattages y ont été effectués ; le principal se trouve aux coordonnées : $x = 966,5$; $y = 348,8$; $z = 2165$. La pyrite et un peu de chalcoppyrite y sont présentes, dans des niveaux séparés de ceux renfermant la magnétite. Des roches particulières forment la gangue du minerai : grenatite à amphibole et pyroxène, amphibolite à talc, marbres à amphibole (fig. 72).

La paragenèse des grenatites est : amph bl v-pyroxène vert-sulfures, ainsi que les minéraux subordonnés ou accessoires : cc, ab, qz, mica blanc. Le grain de la roche est grossier. Les grenats centimétriques ont des propriétés optiques et cristallographiques correspondant à une composition d'environ And70-75 Gros25-30 (WINCHELL, 1958). Ils sont automorphes et zonés, leur coloration jaune orangé étant plus intense au centre qu'en bordure et ils comprennent de la calcite dans leurs craquelures. L'amphibole a un pléochroïsme dans les bleu vert pâle. Ses caractères optiques ($Z_{Ac} = 15 \pm 1^\circ$; $n_z = 1,653 \pm 0,001$; $n_y = 1,646 \pm 0,002$; $n_x = 1,631 \pm 0,001$; $\Delta = 0,022 \pm 0,002$) pourraient être ceux d'une actinote d'environ 30-35 % de Ca_2Fe_5 d'après TRÖGER, 1959, I). Elle est parfois zonée (plus pâle au centre). Le pyroxène vert pâle à vert jaune forme des cristaux plus petits que ceux de l'amphibole. Ses caractères optiques ($n_z = 1,653 \pm 0,002$; $n_y = 1,710 \pm 0,005$; $n_x = 1,685 \pm 0,001$; $\Delta = 0,036 \pm 0,003$) et radiocristallographiques (voir partie minéralogique) indiquent un terme moyen de la série diopside-hédénbergite (salite, ferrosalite).

Un mince niveau d'amphibolite vert clair à aiguilles d'amphibole centimétriques, talc et minerai se trouve au fond du grattage principal. Les caractères radiocristallographiques et optiques de ce talc se trouvent dans

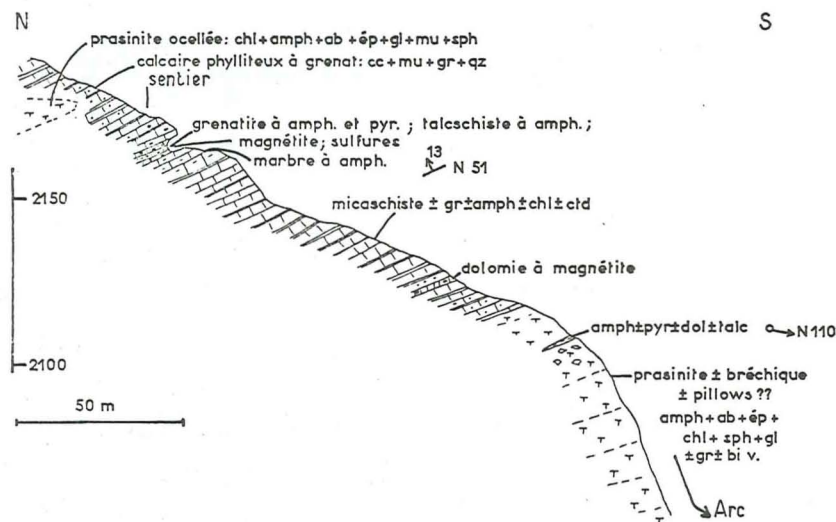


Fig. 72. - Coupe au travers de la série piémontaise à la hauteur du gisement de magnétite du Mōlard (Bessans, Le Villaron, haute Maurienne).

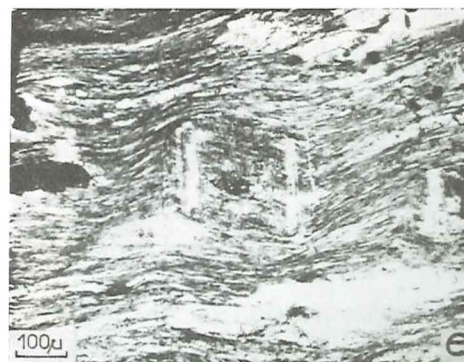
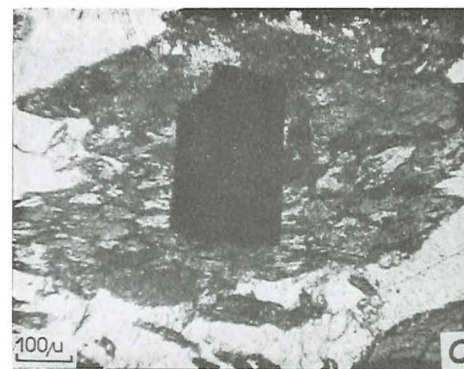
la partie minéralogique. On retrouve un niveau analogue plus bas, au contact entre les prasinites et les calcschistes. Dans les marbres à amphibole l'association est : cc-amph bl v-gr-sulfures. Les aiguilles d'amphibole y atteignent plusieurs millimètres de long.

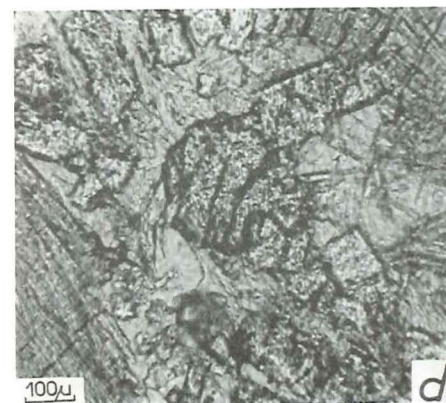
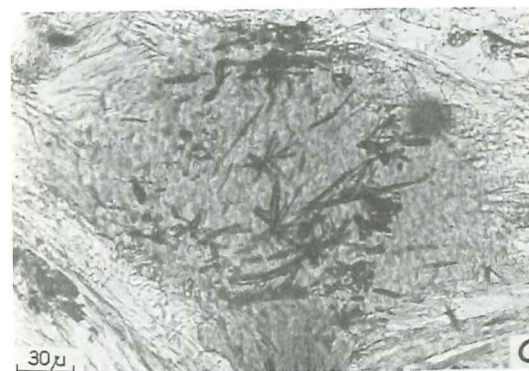
Entre les niveaux minéralisés et les prasinites de la falaise surplombant l'Arc, la série (fig. 72) comprend des micaschistes et quartzites schisteux à grenat + épidote + amphibole + chloritoïde. Les grenats y sont des

- Pl. Q. a. Lawsonite relique incluse dans un poeciloblaste d'albite. Celle-ci inclut : amphibole sodique, sphène, calcite. Calc-micaschiste piémontais (Schiste lustré). Saint-Véran, mines de Cu. Ech. n° 163b. Lum. nat.
- b. Cristaux autoblastiques de sphène en équilibre avec la calcite dans un calc-micaschiste piémontais à grenat (Schiste lustré). Val d'Isère, moraine des sources de l'Isère. Ech. n° 957. Lum. an.
- c. Altération de l'amphibole bleue en chlorite + albite, particulièrement au contact avec la pyrite. Quartzite piémontais à amphibole bleue et aegyrine. Saint-Véran, mine de Cu. Ech. n° 58b. Lum. nat.
- d. Repli affectant la deerite (longues aiguilles opaques), stilpnomélane et amphibole sodique (gris + sombre) dans un quartzite piémontais minéralisé. Tronca (Pragelato), mines du Beth-Ghinivert. Ech. n° 90b. Lum. nat.
- e. Albite à structure zonée surimposée aux larges replis de lits micacés. Micaschiste associé aux méta-ophiolites de la zone du Versoyen. Col de Pointe Rousse. Ech. n° 92. Lum. nat.



pl. Q.





pl. R

almandins (n° 1181, voir partie minéralogique). L'amphibole bleu vert a des caractères optiques légèrement différents de ceux qu'elle a dans la grenatite ($Z \wedge c \geq 22^\circ$, dépassant 30° au centre de certains grains zonés) et pourrait tendre vers les hornblendes. La pistacite est parfois zonée autour d'un grain d'allanite. Le quartz y est parfois cataclaté, onduleux et avec phénomène de granulation.

8. Métasédiments associés aux roches ophiolitiques du Versoyen

On rappellera brièvement plus loin (chapitre sur les roches ophiolitiques) le problème de l'appartenance structurale de celles du Versoyen. Les métasédiments qui les accompagnent ont été décrits par LOUBAT (1968) et par ANTOINE (1971). Ce dernier voit un passage continu entre ces sédiments et le flysch crétacé supérieur de son unité du Roignais-Versoyen, la série ophiolitifère étant actuellement disposée en un anticlinal renversé.

Des schistes noirs à grain fin couramment associés aux roches vertes comportent des pseudomorphoses surtout chloriteuses de cristaux à structure en sablier (pour LOUBAT : chloritoïde ? andalousite ?) et des albites qui se surimposent à la structure microplissée sans la déranger (pl. Q e). Qz-mica blanc-chl-ab-sph-granules opaques+tour forment l'association.

9. Etude microstructurale statistique

Deux échantillons de calcschiste et de calcaire marmoréen peuvent servir d'exemples des microstructures :

-
- Pl. R. a. Pyroxène sodique (chloromélanite ?) (sombre) altéré en amphibole sodique et celle-ci en amphibole bleu vert. Le reste de l'association comprend, sur la photo : albite, épidote, minéraux opaques. Amphibolite à albite et pyroxène sodique relique dans la zone piémontaise (zone de Zermatt-Saas s.l.). Bessans, vallon de la Lombarde (Avérole), pied W du point coté 3047. Ech. n° 1210. Lum. nat.
- b. Aspect général d'une ovaridite à amphibole de la zone piémontaise (zone de Zermatt-Saas s.l.) : ocelles d'albite dans un fond chlorito-épidotique à quelques amphiboles. Bessans, NE du Môlard (au-dessus du Villaron). Ech. n° 1063. Lum. nat.
- c. Aiguilles de rutile incluses dans une amphibole bleue. Ovaridite micacée à glaucophane s.l. de la zone piémontaise. Tronca (Pragelat), près du col du Beth. Ech. n° 640. Lum. nat.
- d. Epidote s.l. (au centre, grain arrondi) en contact avec la lawsonite (prismes) dans une méta-ophiolite piémontaise à glaucophane s.l. et lawsonite. Cervières, Les Fonts. Ech. n° 825. Lum. nat.
- e. Aiguilles de rutile incluses dans une albite antoblastique et aussi un peu dans le mica blanc voisin. Chloritoschiste de la zone piémontaise. Cervières, Les Fonts. Ech. n° 824. Lum. nat.

a) Echantillon de calcschiste à glaucophane et lawsonite, Saint-Véran, mine de Cu, n° 163a

La section a été taillée perpendiculairement à la foliation. Comme c'est le cas fréquent dans les calcschistes, la lawsonite englobe des inclusions opaques dessinant des replis très contournés. Ceux-ci sont d'axe grossièrement N-S à cet endroit. Les micas et l'amphibole définissent la foliation et se trouvent aussi obliquement, dans des replis intrafoliaux (?).

Les orientations des pôles {001} des clivages des micas blancs (fig. 73a) montrent un maximum que les charnières intrafoliales étalent autour de la circonférence.

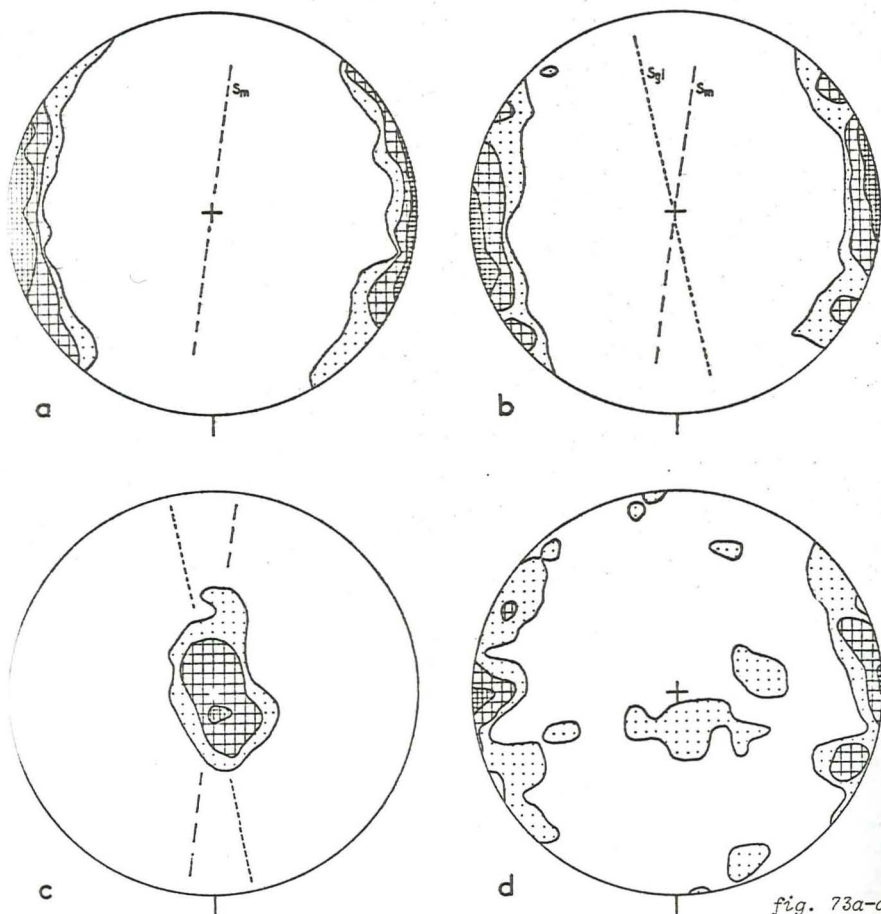


fig. 73a-d

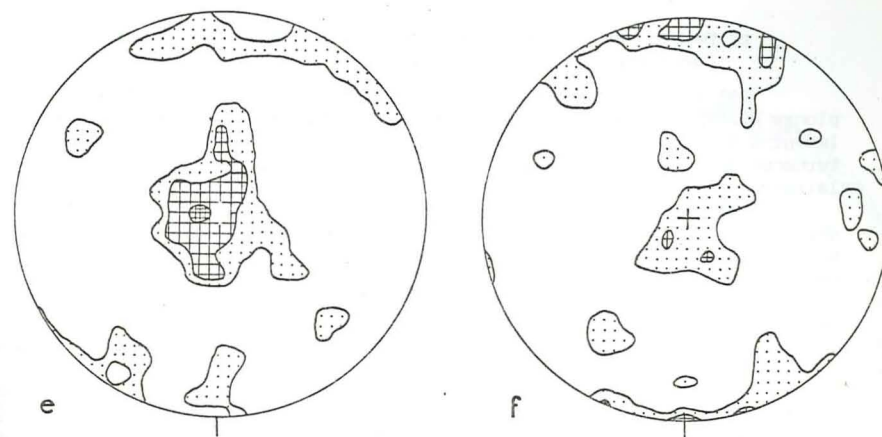


Fig. 73. - Schistes lustrés piémontais : microstructure d'un calcschiste à glaucophane s.l. et lawsonite de Saint-Véran, mine de Cu, n° 163a. Contours : 2, 4, 8, 16 % de la surface. S_m = foliation indiquée par les micas blancs. S_{g1} = foliation indiquée par les amphiboles bleues. a. 200 pôles {001} des clivages de mica blanc. b. 300 pôles {110} des clivages des amphiboles sodiques. c. 100 axes de zone des clivages = axes c des amphiboles sodiques. d. 100 pôles Z = b de lawsonite. e. 100 pôles Y = a de lawsonite. f. 100 pôles X = c de lawsonite.

Les pôles {010} des clivages des amphiboles bleues (fig. 73b) ont une dispersion du même ordre de grandeur que ceux des micas, mais cette dispersion n'est pas strictement symétrique par rapport au plan S défini par les micas blancs (noté S_m). Les clivages des amphiboles bleues tendent à définir une autre S (notée S_{g1}) légèrement oblique (18°) sur S_m . Les axes de zone des clivages des sections losangiques (fig. 73c) ont une symétrie axiale à léger étalement le long de cette S_{g1} .

Dans la lawsonite, minéral orthorhombique, Z coïncide avec l'axe b, Y avec a et X avec c. Le développement des cristaux est prismatique parallèlement à b = Z ou tabulaire parallèlement à 010. Les lawsonites de la section étudiée montrent une orientation préférentielle peu marquée (fig. 73d, e, f). Le centre d'une part et la circonférence de l'autre sont plus occupés que le reste du diagramme, mais cela pourrait être dû en partie aux difficultés de mesure pour des plongements supérieurs à $40-45^\circ$ (le centre du diagramme comprend des axes construits). La position centrale est plus particulièrement occupée par les axes a = Y, mais les 2 autres axes s'y rencontrent aussi. L'axe b = Z, qui est perpendiculaire à l'allongement habituel du prisme, montre un maximum sur la circonférence, intermédiaire entre ceux des clivages des amphiboles et ceux des micas.

b) Marbre phylliteux à glaucophane s.l., Saint-Véran, Sud du Cornivier, n° 150

Cet échantillon dont le plan de schistosité est orienté N 12° E et plonge de 88° vers l'Ouest montre de la calcite en aiguilles allongées parallèlement à la foliation. Celle-ci est oblique sur un litage S_1 formé par l'alternance de lits calcaires et phylliteux. La section est taillée perpendiculairement à la foliation et à l'allongement des grains de calcite.

Des replis serrés sont visibles au microscope, qui affectent les lits phylliteux et les amphiboles, mais apparemment pas la calcite. Les amphiboles sont coupées en majorité perpendiculairement à l'axe c. car on observe une majorité de sections basales.

L'orientation des micas (diagramme des pôles {001} des clivages : fig. 74a) semble guidée à la fois par la foliation et le litage et influencée par les replis qui font que la presque-totalité de la circonférence est occupée par les pôles.

Les amphiboles (dont l'orientation optique est celle de glaucophane, c'est-à-dire avec Z proche de l'allongement) montrent des clivages orientés tout autour de la circonférence (fig. 74b). Les axes c ou axes de zone des clivages seraient situés dans un nuage dense au centre du diagramme. L'orientation n'est cependant pas tout à fait quelconque : les axes X montrent un léger maximum à peu près en coïncidence avec les pôles des plans de clivage du mica (fig. 74c) et les pôles $Y = b$ dans la direction perpendiculaire située dans le même plan (fig. 74d) ; le reste des points s'étale autour de la circonférence. Cet axe cristallographique b se trouve donc de manière légèrement préférentielle dans la foliation.

Les orientations de $X = c = [0001]$ des calcites (fig. 74e) se trouvent le long de la circonférence du diagramme avec un léger maximum traduisant une faible orientation préférentielle de cet axe perpendiculairement à la foliation apparente sur l'échantillon. Le plan de symétrie perpendiculaire à c [1011] est ainsi en faible majorité situé dans cette foliation. Les pôles e {0112} (fig. 74f) montrent deux maximums dont le premier coïncide avec celui de l'axe c.

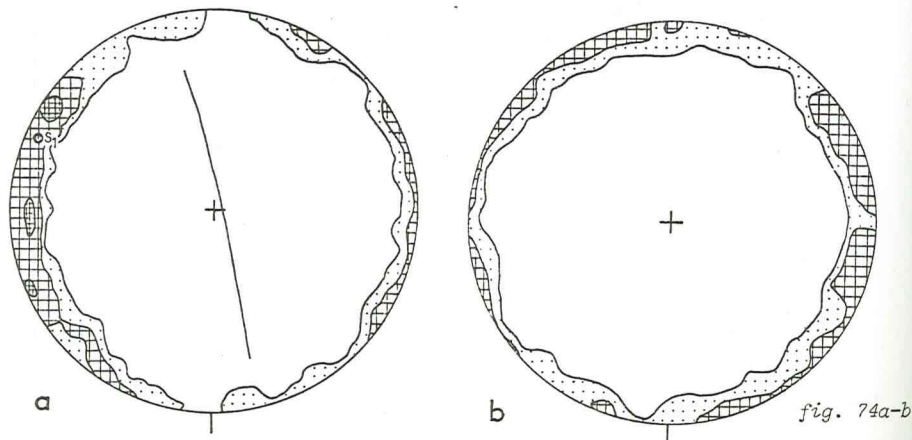


fig. 74a-b

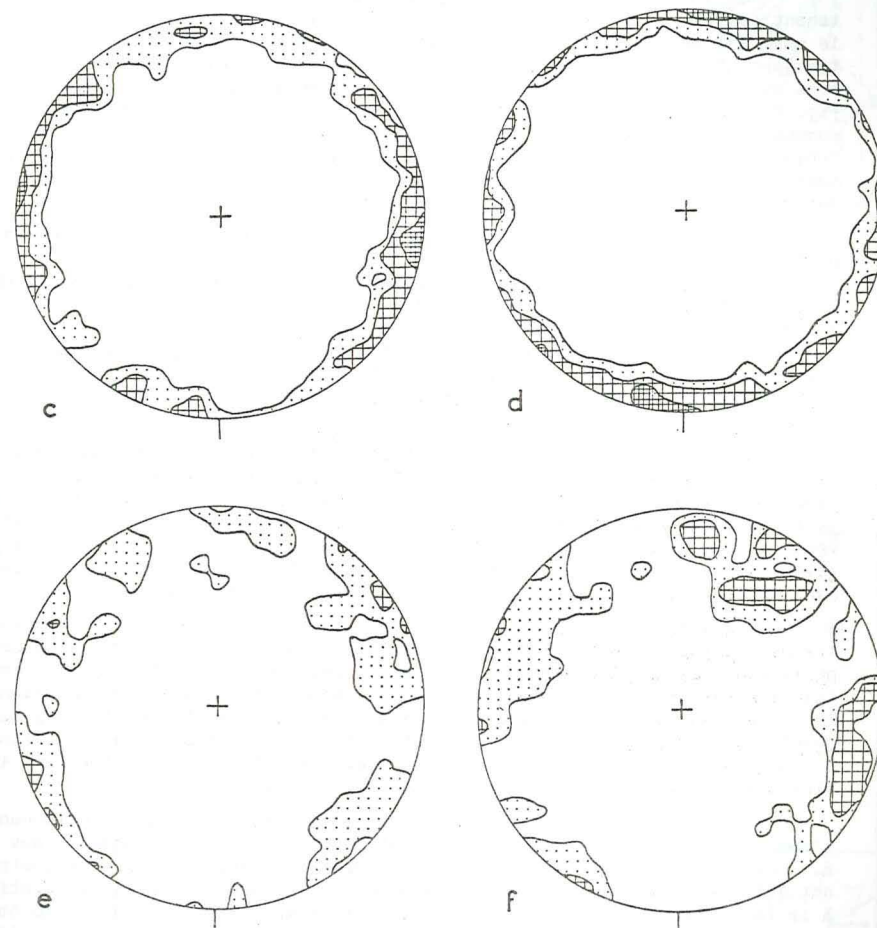


Fig. 74. - Schistes lustrés piémontais : microstructure d'un calcaire phylliteux à glaucophane s.l. de Saint-Véran, Sud du Cornivier, n° 150. Contours : 2, 4, 8 % de la surface. S_1 = pôle du litage mesuré sur l'échantillon en place.
a. 200 pôles {001} des clivages de mica blanc. S_2 est orienté N12°E avec un plongement de 88° vers l'W. b. 200 pôles {110} des clivages de l'amphibole sodique. c. 100 pôles X d'amphibole sodique. d. 100 pôles $Y = b$ d'amphibole sodique. e. 200 pôles $X = c = [0001]$ de calcite (plongements corrigés). f. 100 pôles $e = \{0112\}$ de calcite.

10. Chimisme

On a effectué 11 analyses de calcschistes ou micaschistes divers appartenant aux Schistes lustrés piémontais, dans le but d'étudier les liens entre le chimisme de la roche et, d'une part, le chimisme des minéraux analysés, d'autre part, la présence ou l'absence de lawsonite. La localisation des échantillons de roche analysés dans les Schistes lustrés piémontais se trouve dans la fig. 75. La liste de ces échantillons, avec leur association minérale, est donnée dans le tableau 35. Les résultats des analyses sont donnés dans le tableau 36. Dans les diagrammes présentés on a également utilisé des résultats tirés de la littérature, qui concernant la zone piémontaise ou le Versoyen :

- 2 analyses de schiste et marbre (haute Maurienne et Iseran). MICHEL (1953, p. 64 n° 1 et 6762)
- 3 analyses de marbres phylliteux et calcschiste (zone des Stura). NICOLAS (1966a, tab. X, 1-3)
- 1 analyse de calcschiste du pourtour d'Ambin. GAY (1971, p. 60 n° 1)
- 12 analyses de calcschistes et micaschistes \pm ctd, gl, gr, des Alpes cottiennes. CHATTERJEE (1971, p. 200)
- 2 analyses de schistes du Versoyen. LOUBAT (1968, p. 332 et 420)
- 7 analyses de schistes du Versoyen. ANTOINE *et al.* (1973, n° 22-25, 29-31).

Deux remarques s'imposent tout d'abord. L'ensemble de ces analyses n'est pas représentatif de la lithologie des Schistes lustrés ; les faciès courants (par exemple les n° 8, 14, 274 pour les calcschistes) ont été peu souvent analysés, tandis que les roches d'aspect particulier l'ont été relativement beaucoup plus. Les échantillons de MICHEL, de NICOLAS et peut-être certains de CHATTERJEE, dont on ne connaît pas la localisation précise, proviennent de la zone Zermatt s.l., les autres de la zone du Combin s.l.

Dans le diagramme ACF (fig. 76) les différentes roches se groupent entre deux pôles, un pôle riche en chaux, avec les calcschistes et les marbres phylliteux, et un pôle schisteux qui est à peu près aussi riche en $(Al, Fe)_2O_3$ (alumine non liée aux feldspaths alcalins, sommet A) qu'en ferromagnésiens bivalents (sommet F). Autrement dit ces roches se distribuent le long du joint cc-chl ferromagnésienne ou cc-ctd. La correction pour la muscovite n'ayant pas été faite dans le calcul de la valeur A, les points figurant les micaschistes devraient être déportés vers le sommet A.

Les roches s'éloignent du joint cc-chl sont celles qui contiennent de l'amphibole bleue dont la projection est plus rapprochée du sommet F que de A. Les analyses effectuées sur des minéraux provenant des Schistes lustrés ont été aussi reportées dans ce diagramme et reliées par une ligne pointillée à la roche hôte. De l'épidote s.l. (effectivement exprimée) peut compléter les paragenèses dans ce diagramme. La présence de lawsonite n'est pas liée à

Fig. 75. - Schistes lustrés et méta-ophiolites de la zone piémontaise : localisation des échantillons de roches analysés. Fond structural : voir fig. 1. a. Métasédiments ("Schistes lustrés"). b. Méta-ophiolites. Dans la zone piémontaise (9) le pointillé plus dense indique schématiquement les régions plus riches en roches ophiolitiques (zone de Zermatt-Saas s.l.)

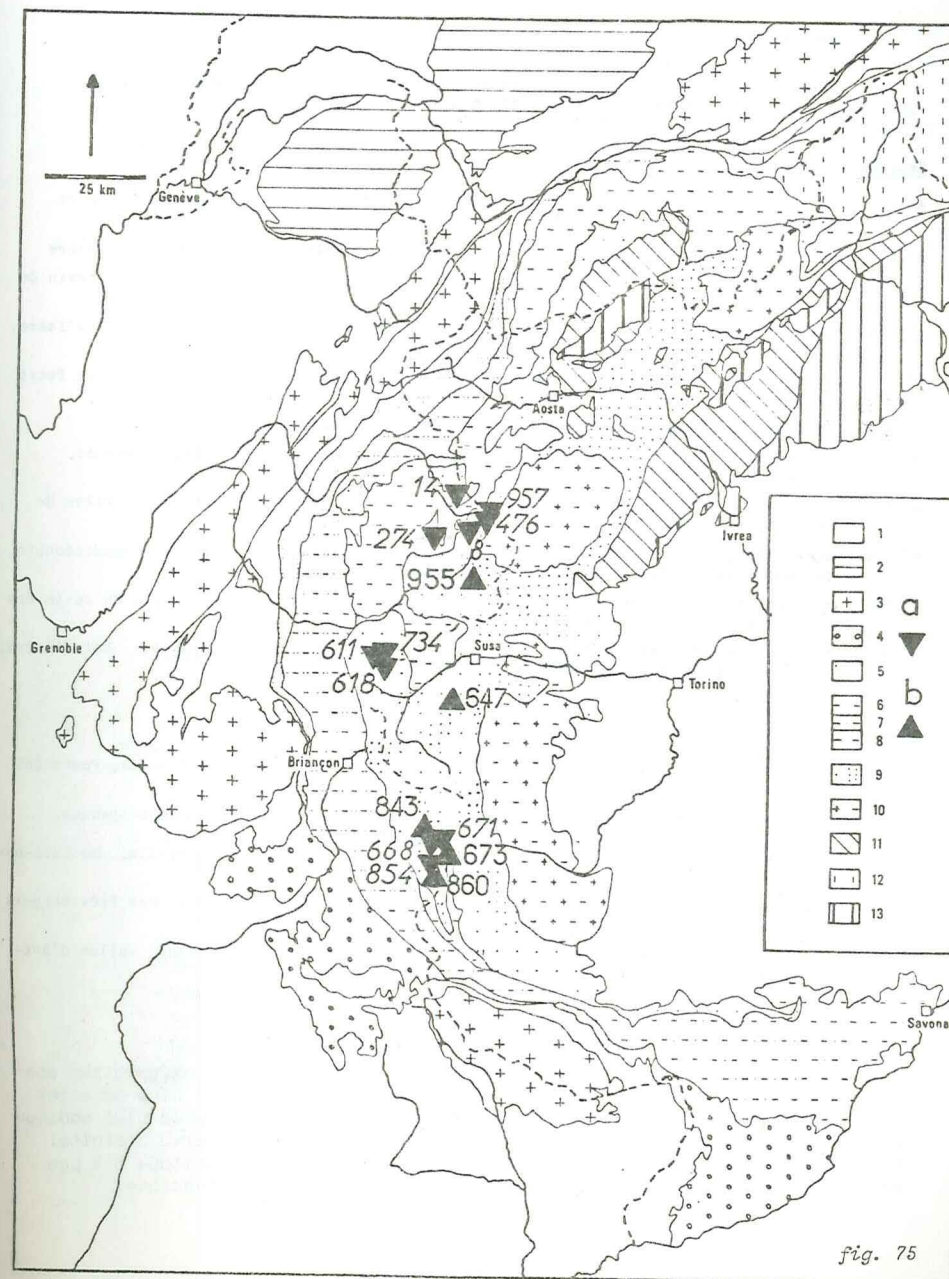


fig. 75

Tableau 35. - Roches ophiolitiques et Schistes lustrés piémontais : liste des échantillons de roche analysés

Schistes lustrés

- n° 8 calcschiste à chloritoïde : cc-qz-mica bl-chl-ctd-opaques(-lw pseudomorphosée ?). Col de l'Iseran
- n° 14 calcschiste : cc-mica bl-qz-ab-tour-ru-opaques. Tignes, versant E de la Sassièr
- n° 274 calcschiste : cc-qz-mica bl-chl-opaques. Termignon, vallon de la Rocheure, ravin de la Sana
- n° 476 micaschiste à grenat : mica bl-qz-gr-chl-ank-ép-ap-tour-sph-ru-opaques. Val-d'Isère, moraine du glacier des sources de l'Isère
- n° 611 calcschiste à lawsonite : cc-qz-mica bl-chl-lw-tour-opaques. Charmaix, col du Petit Argentier
- n° 618 calcschiste : cc-qz-mica bl-chl-opaques. Bardonecchia, E du col du Fréjus
- n° 668 micaschiste à glaucophane et lawsonite : mica bl-amph Na-lw-qz-chl-sph-opaques. St-Véran, mines de Cu
- n° 671 micaschiste à lawsonite : mica bl-qz-lw-ab-chl-sph-opaques. St-Véran, carrière de serpentinite (lawsonite analysée)
- n° 734 micaschiste à chloritoïde : mica bl(ph+pa)-qz-ctd-chl-ap-tour-opaques. Bardonecchia, versant E du col du Fréjus (chloritoïde analysé)
- n° 854 micaschiste à glaucophane : qz-mica bl-cr-opaques. Ceillac, rive gauche du ravin des Prés Bergers (crossite analysée)
- n° 957 micaschiste carbonaté à grenat : mica bl-gr-cc-chl-qz-ab-sph-ru-opaques. Val-d'Isère, moraine du glacier des sources de l'Isère (grenat analysé)

Méta-ophiolites

- n° 647 méta-ophiolite à glaucophane : cr-chl-cc-ab-mica bl-sph-opaques. Tronca, Punta del Beth (crossite analysée)
- n° 673 méta-ophiolite à glaucophane et épidote : amph Na-ép-mica bl-chl-ab-sph-opaques. St-Véran, sous Roche Blanche (épidote analysée)
- n° 843 méta-gabbro à glaucophane et lawsonite : gl-lw-mica bl-chl-pyr-ab-ép-ilm. Molines-en-Queyras, vallon du Longet (glaucophane analysé)
- n° 860 glaucophanite : amphiboles Na-pyr-chl-jd-sph. Ceillac-St-Véran, col des Prés Bergers (amphibole Na analysée)
- n° 955 méta-ophiolite à actinote et mica blanc potassique-chlorite. Bessans, vallon d'Avérole, Entre-2-Ris (actinote et chlorite analysées)

un chimisme particulier des roches hôtes.

Les proportions de $\text{CaO-K}_2\text{O-Na}_2\text{O}$ (fig. 77) montrent une séparation analogue du groupe calcifère (calcschistés, calcaires et marbres plus ou moins phylliteux) et des roches plus riches en mica blanc. La roche la plus sodique est un micaschiste à chloritoïde (n° 734, col du Fréjus) dépourvu d'albite. L'examen de la phase micacée aux RX a montré qu'elle est constituée d'à peu près un tiers de paragonite pour deux tiers de mica blanc potassique.

Tableau 36. - Schistes lustrés piémontais : données chimiques

n° échant. analyse	8 Gren. 677	14 Gren. 769	274 Gren. 672	476 Gren. 675	611 Gren. 676	618 Gren. 713
SiO_2	41.40	41.25	20.70	61.05	41.70	25.40
Al_2O_3	8.65	7.15	4.85	16.85	8.25	5.10
Fe_2O_3	3.00	3.30	1.20	4.30	2.75	3.80
FeO	0.90	0.15	1.05	2.70	0.35	0.85
MnO	0.25	0.20	0.10	0.10	0.05	tr
MgO	2.45	3.95	1.60	2.55	1.65	1.80
CaO	22.55	20.15	38.05	2.50	23.55	33.60
Na_2O	0.50	0.80	0.30	0.50	0.35	0.20
K_2O	1.40	2.10	0.60	4.45	1.50	0.45
TiO_2	0.25	0.40	0.10	0.60	0.50	0.25
P_2O_5	0.15	0.15	0.10	0.15	0.15	0.90
CO_2	14.40	15.65	26.50	0.70	16.80	25.55
H_2O^+	4.15	4.95	5.05	4.70	2.90	2.35
H_2O^-	0.05	0.15	0.10	tr	0.10	0.15
Total	100.10	100.35	100.30	100.45	100.60	100.40

n° échant. analyse	668 Gren. 697	671 Gren. 651	734 Gren. 777	854 Gren. 749	957 Gren. 771
SiO_2	50.85	53.95	59.60	68.35	44.40
Al_2O_3	18.35	21.00	19.65	9.15	16.20
Fe_2O_3	4.05	3.00	3.50	5.55	3.70
FeO	4.80	4.75	4.60	5.80	4.10
MnO	0.10	0.15	0.30	0.20	0.55
MgO	4.05	4.20	3.00	3.50	3.70
CaO	5.95	1.25	0.25	0.75	11.30
Na_2O	2.25	0.60	1.45	3.20	0.85
K_2O	3.40	5.10	2.60	1.95	3.00
TiO_2	0.80	0.70	0.80	0.30	1.30
P_2O_5	0.20	0.20	0.20	0.25	0.25
CO_2	1.20	0.00	n.m.	n.m.	n.m.
H_2O^+	4.00	4.75	3.65	1.20	10.35
H_2O^-	0.15	0.05	0.20	0.10	0.15
Total	100.15	99.70	99.80	100.30	99.85

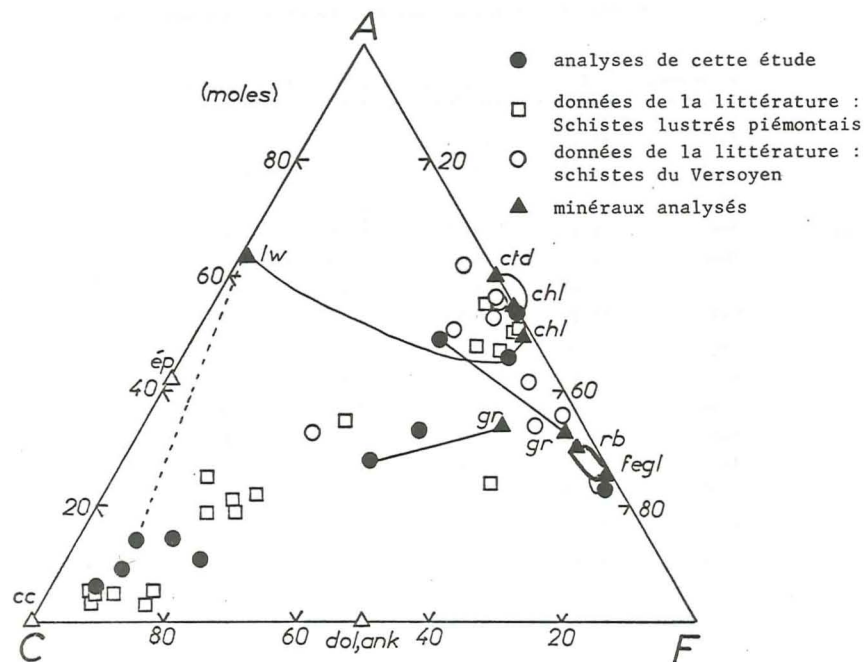


Fig. 76. - Schistes lustrés piémontais et schistes du Versoyen : composition chimique dans le triangle ACF. Symboles pleins : données de cette étude. Position de quelques minéraux ou projection sur le plan ACF. Les lignes relient la roche hôte et le minéral analysé (en traits interrompus un calcschiste à lawsonite, celle-ci non analysée dans cet échantillon).

La prédominance générale du mica blanc potassique sur l'albite traduit le fait que la plupart de ces roches sont plus potassiques que sodiques. C'est ce que montre aussi le diagramme de la fig. 78 (diagramme MOINE et de LA ROCHE, 1968), où la majorité des points se reportent dans la moitié $Na < K$, dans le domaine des shales et roches argilo-carbontées. Seuls se reportent de l'autre côté de cette droite, dans la partie du diagramme pour laquelle $Na > K$, les micaschistes et calcschistes à glaucophane, ainsi que quelques roches comportant de l'albite.

11. Relations paragenétiques

Les relations entre minéraux (altération l'un par rapport à l'autre ou inclusion de l'un dans l'autre, homogénéité de la taille des grains) et

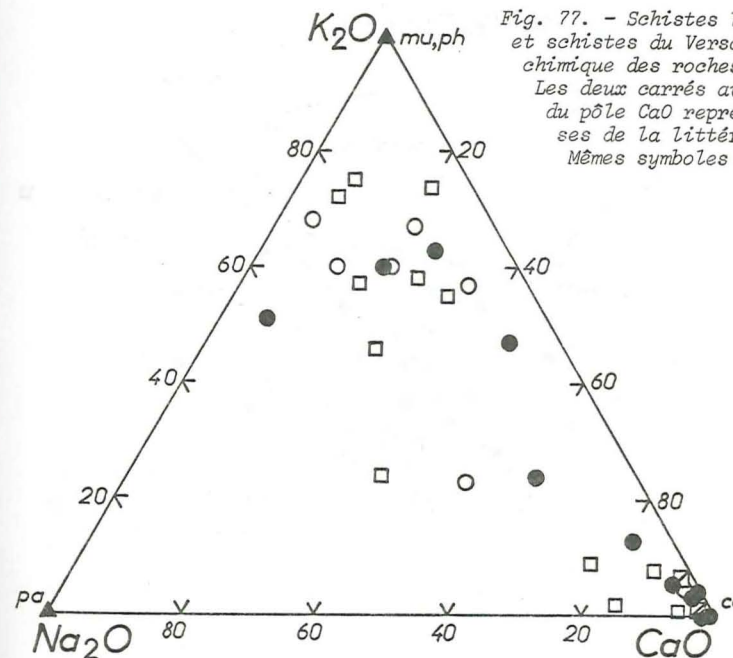


Fig. 77. - Schistes lustrés piémontais et schistes du Versoyen : composition chimique des roches. Les deux carrés avec diagonale près du pôle CaO représentent 7 analyses de la littérature. Mêmes symboles qu'en fig. 76.

leur disposition par rapport aux déformations montrent dans les Schistes lustrés piémontais et les métasédiments du Versoyen les coexistences et successions probables :

- grenat et chloritoïde (et épidote *p.p.* ?) contemporains (d'après des observations effectuées dans des affleurements de Savoie),
- amphibole sodique *p.p.* et lawsonite contemporaines (Queyras),
- amphibole sodique et deerite contemporaines (Tronca),
- amphibole bleue *p.p.* et mica blanc *p.p.* contemporains (Queyras, etc.),
- amphibole sodique *p.p.* et aegyrine contemporaines (Queyras),
- chlorite, albite (*p.p.* ?), mica blanc *p.p.*, calcite postérieurs à l'amphibole sodique et à la lawsonite (Queyras),
- chlorite et calcite postérieures au grenat (Savoie),
- amphibole bleu vert, pyroxène calcique et grenat andradite contemporains (Savoie),
- stilpnomélane postérieur à l'amphibole bleue (Tronca, Queyras).

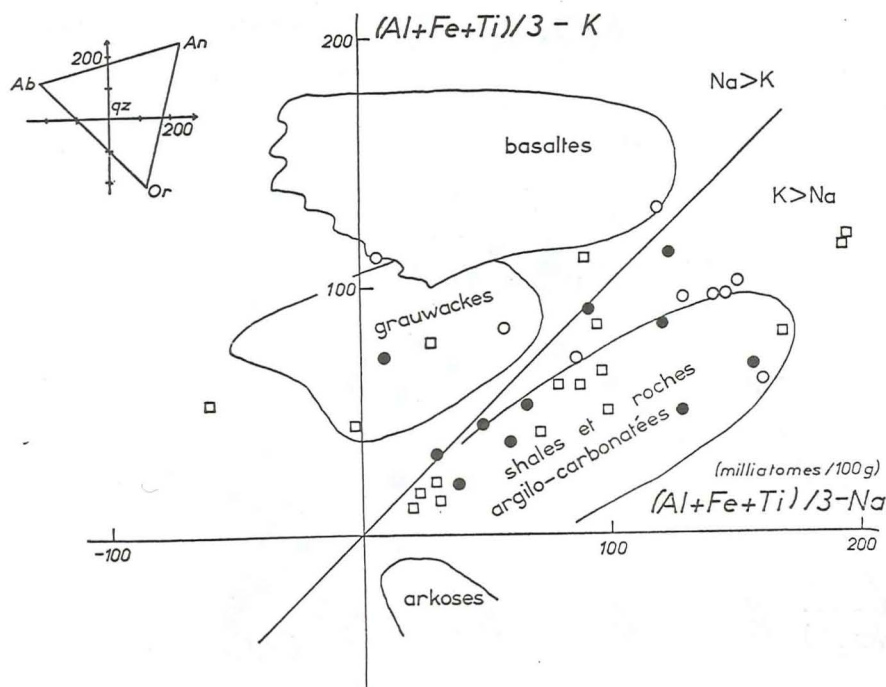


Fig. 78. - Schistes lustrés piémontais et schistes du Versoyen : composition chimique dans le diagramme de MOINE et de LA ROCHE. Mêmes symboles qu'en fig. 76-77.

Conclusion

Les calcschistes banaux possèdent une association minérale pauvre en phases, qui ne laisse pas distinguer de succession de paragenèses. Dans la partie interne de la zone piémontaise, c'est-à-dire dans la zone Zermatt-Saas s.l., l'association plus riche des micaschistes comporte, dans la région étudiée, grenat, chloritoïde et amphibole bleu vert. Une évolution des conditions physico-chimiques est traduite par les altérations que montrent la lawsonite et l'amphibole bleue dans les faciès associés aux roches ophiolitiques.

ROCHES OPHIOLITIQUES

Les roches ophiolitiques sont représentées par une grande variété de types lithologiques que diversifie encore la plus ou moins grande intensité de leur métamorphisme. La répartition des faciès pétrographiques sera mentionnée par régions à peu près du N au S des Alpes occidentales françaises, avant que soient décrites en détail les associations minérales de quelques-uns d'entre eux. Les roches citées ne forment pas une liste exhaustive de celles qui existent dans chaque massif ou lentille, pas plus que les lentilles n'ont été toutes citées. Ces travaux ne rentraient pas dans le cadre et les possibilités de cette étude. La diversité de leurs paragenèses successives rend les méta-ophiolites piémontaises particulièrement intéressantes.

1. Répartition des faciès pétrographiques

La distribution des principales masses ophiolitiques est indiquée schématiquement dans la fig. 76 par des pointillés plus denses. La plupart des masses qui sont dessinées appartiennent à la zone de Zermatt-Saas s.l. qui comprend la région de Zermatt, le val d'Aoste, le val de Suse et la région des Stura, le Viso et les lentilles du Queyras et de la haute Ubaye. Les roches vertes de la zone du Combin s.l., beaucoup plus clairsemées, ne sont pas figurées. La klippe du Montgenèvre dont le métamorphisme a des caractères particulièrement faibles, pourrait appartenir aux ophiolites de type ligure, partie orientale non ou peu métamorphique du bassin ophiolitique liguro-piémontais (DAL PIAZ et al., 1972, note p. 457 ; DAL PIAZ, 1974a, b).

Aux sources de l'Isère (cf. POLINO, 1974) on trouve notamment des prasinites à glaucophane et grenat, des amphibolites, des épidotites à amphiboles, des ovardites, etc. L'amphibole bleu vert (hornblende subcalciue dans une analyse, n° 956) altère l'amphibole sodique. Quelques lentilles plus ou moins étendues de serpentinite à antigorite et diallage serpentinitisé sont parsemées dans les calcschistes de la région de l'Isère. Des lentilles de prasinite apparaissent çà et là dans les Schistes lustrés du massif de Méan Martin.

Au-dessus de Bonneval et dans le vallon d'Avérole, ou vallon de la Lombarde, se rencontrent des prasinites souvent à glaucophane et grenat, des glaucophanites et des prasinites à amphibole bleu vert + grenat, amphibolites, ovardites et des serpentinites (voir description plus loin). Certaines de ces roches renferment un pyroxène sodique qui, avec le grenat, témoigne d'un stade éclogitique antérieur (cf. RAGUIN, 1931 ; MICHEL, 1953). Une ancienne structure de gabbro se note parfois. Dans les serpentinites se trouvent des filons de rodingite à diopside, vésuvianite et grenat. Le contact entre serpentinite et calcschiste est souligné de faciès mono ou biminéral à amphibole et talc.

Des prasinites et ovardites forment la majorité des affleurements au Villaron, au voisinage du gisement de magnétite et en dessous (voir coupe de la fig. 73). Du Villaron et en remontant vers Bonneval affleure une grosse

lentille de serpentinite sur les deux rives de l'Arc. La serpentinite est à antigorite, les faciès amiante sont à antigorite et amphibole. Les contours de beaucoup de ces affleurements sont dessinés de manière incorrecte sur les cartes géologiques existantes.

Cette région située au SE du Grand Paradis appartient indéniablement à la zone Zermatt-Saas s.l. Le reste de la zone piémontaise en Tarentaise et en Maurienne est surtout riche en calcschistes et, sauf certaines lentilles ophiolitiques, se rattache à la zone du Combin s.l.

Dans la klippe de la *Sassièra* existent des ovardites à quelques cristaux de glaucophane s.l. et d'amphibole bleu vert, parfois riches en tourmaline. De la lawsonite y est mentionnée (SALIOT, 1973, fig.). Des lentilles ophiolitiques analogues se retrouvent aussi sur le versant italien (cf. panoramas de HERMANN, 1930). Les serpentinites, soit vert très sombre et massives, avec courtes fibres dans des fissures (par exemple sous le col du Lac Noir), soit fibreuses et à faciès amiante (par exemple au début de la route du Monal) sont à antigorite ; le deuxième type comporte aussi une amphibole. Au lac et à la pointe du Chardonnet près de Tignes a été décrite une glaucophanite à épidote et lawsonite (RAGUIN, 1930). Un peu à l'Ouest de ce point, aux abords du col de Plan Séry, une dolérite à hornblende verte et zoisite renferme de la tourmaline bleue.

Dans le petit massif de la *Sana-Charbonnier-Rochers* du Génypy affleurent des ovardites à glaucophane relique, des serpentinites et un gabbro à pyroxène magmatique conservé, entouré d'amphibole bleue elle-même altérée en chlorite ; ce gabbro renferme aussi un pyroxène aegyrinique. Du grenat et de l'actinote y sont mentionnés (TERMIER, 1891), ainsi que de la pumpellyite (à la pointe Boussac : GUITARD et SALIOT, 1971) et de la lawsonite (SALIOT, 1973, fig.). Une amphibole vert bleuté pâle s'y rencontre aussi.

Un fragment de serpentinite à ortho et clinochrysotile (et peut-être un peu de lizardite) a été trouvé dans une brèche dolomitique du ravin des Prioux à *Pralognan*. L'âge de cette brèche n'est pas déterminé (tertiaire, quaternaire ?), pas plus que l'origine de cette serpentinite dont la nature (non pas antigorite, mais chrysotile) est à souligner*. Les lentilles de serpentinite de *Termignon* (Pont du Villard et la Girarde) sont à antigorite ; la première, qui est actuellement exploitée, a un faciès nettement fibreux.

En rive gauche de l'Arc les affleurements de roches vertes sont minuscules. Les ophiolites deviennent plus abondantes lorsqu'on s'approche de Roccamelone (Rochemelon), où on entre dans la prolongation méridionale des amas ophiolitiques du vallon d'Avérole, c'est-à-dire dans la zone Zermatt-Saas s.l.

Dans la vallée de l'Arc l'affleurement de *Villarodin* comporte des gabbros à diallage intact ou à glaucophane s.l. et des glaucophanites en lits intercalés. Il s'y trouve en outre les minéraux suivants : amph bl v ou vert pâle - lw (BEARTH (1962) - zo - clinozo - ép - ab - chl - mica bl - stlp - cc - sph - zi - minéraux opaques (cf. CARON et SALIOT, 1969). D'après ses paramètres réticulaires l'amphibole bleue pourrait être une crossite, au moins

* En même temps qu'ils décrivent les "mélaphyres" (en fait les roches alumineuses à chloritoïde), TERMIER (1891) et RAGUIN (1926-28) parlent de serpentinite appartenant à la même série. Le gisement serait à revoir.

en partie puisqu'elle est zonée (éch. 981).

Le métagabbro du col de *Fréjus* montre du glaucophane s.l. ayant presque entièrement remplacé les pyroxènes, de la lawsonite, etc. (voir description plus loin). A cet endroit existent aussi des serpentinites. Des pillows y sont signalés par CABY (1964).

Au *Mont Jovet* la serpentinite est à antigorite, avec dans le faciès amiante de l'amphibole. Dans le métagabbro le pyroxène à diallage est peu transformé en chlorite et amphibole pâle ; le plagioclase est saussuritisé et on y trouve un peu de pumpellyite (signalée aussi par GUITARD et SALIOT, 1971). ELLENBERGER (1958a) y cite aussi quelques ovardites.

Les roches vertes du *Versoyen* ont été détaillées par LOUBAT (1968 ; voir aussi ANTOINE, 1971, 1972 ; ANTOINE et al., 1973). Il s'y trouve des métadiabases, des laves en coussins transformées, un métagabbro, des glaucophanites, de rares serpentinites qui sont à antigorite. Les associations minérales comprennent jadéite, amphibole bleue, chloritoïde, stilpnomélane, grenat, amphibole bleu vert, biotite verte, etc. (voir plus loin description d'un échantillon à jadéite).

Dans les *Alpes cottiennes du Nord*, à la Pta del Beth et à son voisinage, et ces observations peuvent s'extrapoler à une grande partie des roches vertes de cette région entre Briançon, Doire Ripaire et massif de Dora-Maira, se rencontrent d'une part des pointements gabbroïques, d'autre part des lits de prasinite pouvant contenir de minces lits lenticulaires de flaser gabbro. Les gabbros, à diallage, sont plus ou moins glaucophanisés et la suite des transformations mène à des glaucophanoschistes plus ou moins chloriteux, puis à des ovardites (voir description plus loin).

Dans le *val de Suse* (FRANCHI, 1897a, 1900 ; ZAMBONINI, 1906 ; SANERO, 1932 ; NICOLAS, 1966a ; BORTOLAMI et DAL PIAZ, 1970 ; SEYRIG, 1972) les roches ophiolitiques (serpentinites, métagabbros, éclogites, prasinites) appartiennent à la zone Zermatt-Saas s.l. Celles de Bonneval et d'Avérole s'y relient.

Les lentilles de roches vertes situées immédiatement au S et SE du massif d'Ambin ont été décrites par GAY (1966a, 1970). Il s'agit de métadiabases à glaucophane plus ou moins chloritisé et actinote, de méta-pillows glaucophanites, de métadolérites, de métagabbros, de glaucophanites, de prasinites ovarditiques à actinote et de serpentinites. La lawsonite est présente (Ulzio, route de Madonna Catolivier ; Saulze d'Ulzio).

Le massif du *Montgenèvre* se caractérise par le métamorphisme relativement faible qui affecte les roches qui y sont présentes : serpentinite (à orthochrysotile surtout + clinochrysotile et lizardite), gabbro parfois laminé à diallage, albite et labrador altéré, diabase à augite, coulées diabasiques à structure en pillows ou en brèches, à pyroxène et chlorite. Une lentille d'anorthosite sodique ou albitite (dite "syénite du Montgenèvre") renferme notamment de la hornblende verte, un rare pyroxène calcique, de la pumpellyite, de l'aegyrine, de l'actinote et une amphibole bleue (riebeckite pour PUSZTASZERI, 1969). L'aegyrine forme de grands cristaux dans un filon albitique. La pétrographie de ce massif a été étudiée par PUSZTASZERI (1969).

Entre Cesana-Torinese et le col de Sestriere, le petit massif du *Mte Cruzeau* (KOEHN, 1969 ; KOEHN et VUAGNAT, 1970) comporte des serpentinites à chrysotile et lizardite (et antigorite ?), avec lentilles de talc, des

métadiabases en coussins ou bréchiques et des hyaloclastites. Les minéraux suivants existent dans ces roches : lawsonite, amphibole sodique, épidote, pyroxènes aegyriniques, etc. Ces derniers minéraux sont altérés par l'amphibole sodique qui peut être zonée avec une bordure plus pâle. Au centre des cristaux de glaucophane s.l. se voit encore souvent un reste d'amphibole verte ou brunâtre.

Dans le Queyras et la haute Ubaye les lentilles importantes sont constituées par l'association de serpentinite, de gabbro et de diabases en coussins ou bréchiques. A *Cervièrès*, au-dessus du hameau des Fonts, affleurent quelques lentilles de serpentinite et de diverses roches ophiolitiques (glaucophanites à épidote ; ovaridites). Une masse importante occupe les environs du *col de Péas* et descend vers le vallon de Péas (Meyriès) où la serpentinite a été exploitée. Cet ensemble comprend aussi un petit affleurement de gabbro, situé juste à l'E du col de Péas et qui donne un éboulis descendant vers le N. On y trouve aussi des glaucophanites à ocellles de lawsonite et des prasinites à glaucophane s.l., amphibole bleu vert pâle et lawsonite. Le contact avec les calcschistes est souligné de glaucophanoschistes où la lawsonite est toujours abondante (voir description plus loin). On y rencontre de petits amas de paragonite pure.

Près de *Château-Queyras* existent plusieurs lentilles ophiolitiques (Souliers, route du sommet Bucher, etc.).

Des deux grandes masses situées à l'E d'Abriès dans la vallée du Guil, l'une, celle du S, formant le *Pic de Pelvas* (ou Palavas), est constituée d'un métagabbro + glaucophane, zoïsite, pumpellyite et épidote, de glaucophanite riche en chlorite et de niveaux ultrabasiques à olivine, avec structure à cumulat (BEARTH, 1974). L'arête de la Lauze, la Taillante, au SSE de *Ristolas*, et son prolongement vers le N renferment aussi l'association complète de serpentinite (à antigorite), gabbro et diabases, métamorphisés en glaucophanites + chloritisées, ovaridites à glaucophane, zoïsite, amphiboles vert pâle et bleu vert, épidote, etc. Tout comme à Cervières on y a rencontré des échantillons faits de paragonite (+ cc-qz-ab).

Toute la région qui comprend le haut vallon de l'Aigue Agnelle au-dessus de *Molines-en-Queyras* et le haut vallon de l'Aigue Blanche à l'Est de *Saint-Véran* est riche en lentilles de serpentinites, de métagabbros et de diabases diversément métamorphisées. Les premières forment notamment la masse en bordure de laquelle s'ouvre la mine de Cu de Saint-Véran, l'ancienne carrière de "marbre", le Pic de la Farnereita. Près du lac Blanchet, juste au SSW du col de Saint-Véran, elles sont associées à un épais niveau de marbres et d'opicalcites. Les métagabbros à diallage parfois conservé affleurent en plusieurs points du secteur vallon du Longet, vallon de Clausis (Molines), col du Longet, Cornivier (un dyke de métagabbro), rocher des Marrous, etc. (voir description plus loin).

Au S du village de *Saint-Véran* et se développant sur *Ceillac* vers le haut vallon du Cristillan affleure une grosse lentille de serpentinite à diallage parfois conservé (antigorite et lizardite), bordée vers l'E par des méta-ophiolites en pillows et brèches. Il s'y associe une roche de chimisme acide sodique (CABY et al., 1971 ; TRICART, 1973). Le minéral remarquable de ce gisement est la jadéite, mais il s'y trouve également en plus ou moins grande abondance : glaucophane s.l., lawsonite, pumpellyite, pyroxène aegy-

rinique, biotite verte, amphibole pâle, etc. (voir description plus loin).

Une autre masse serpentineuse forme l'affleurement de *Roche Noire*, qui ferme vers l'E la vallée du Cristillan. On y trouve une rodingite à grenat, diopside et vésuvianite (VUAGNAT, 1967) et, dans la partie ouest de la Montagne du Cristillan, une métadiabase à jadéite, pyroxène aegyrinique et amphibole bleue.

Un des grands massifs les mieux connus actuellement est celui du *vallon de Chabrière en haute Ubaye*, étudié par STEEN (1972 ; voir aussi LEMOINE et al., 1970). Dessiné sous forme de quelques petites lentilles de serpentinite sur les cartes géologiques, il avait cependant été figuré avec une étendue correcte sur un croquis de ZACCAGNA (1901). Il comprend des serpentinites, avec veines albitiques (à analcime ?), jadéite, pyroxène aegyrinique, etc., des métagabbros, métadiabases avec pillows et brèches. Jadéite, pyroxènes aegyriniques, amphiboles sodiques, lawsonite, pumpellyite, amphiboles bleu vert pâle, y sont représentés.

A *Maurin* une grosse lentille de serpentinite à antigorite a été exploitée épisodiquement. D'autres affleurements plus ou moins étendus et quelques masses de métadiabases affleurent en plusieurs endroits le long du sentier entre Combe-Rémond et le col du Longet.

Vers l'Est on arrive à la grande masse ophiolitique du *Mont Viso*, avec ses serpentinites, éclogites, métagabbros, prasinites, glaucophanites, où les pyroxènes sodiques et la lawsonite sont représentés.

Rappelons aussi les quelques roches ophiolitiques situées à la *base du Flysch à Helminthoides* en haute Ubaye (KERCKHOVE, 1961, 1969). Il s'agit essentiellement de métadiabases à structure souvent bréchique, parfois en coussins, à structure souvent arborescente, avec albite et chlorite abondantes sphère, leucoxène, rare zircon et, dans les faciès mêlés aux sédiments, calcite et mica blanc.

2. Roches ophiolitiques au SE du Grand Paradis (Bonneval-les Evettes ; Avérole-vallon de la Lombarde ; Bessans-le Villaron)

Les serpentinites sont très laminées et contiennent une magnétite abondante. Des opicalcites bordent souvent les lentilles. Une minuscule relique de métagabbro se situe au NW du point 3047 dans le vallon de la Lombarde. Le pyroxène magmatique à diallage s'y transforme en amphibole sodique, et celle-ci en amphibole bleu vert. Le plus souvent les roches sont de grain fin à moyen, plus ou moins litées et témoignent d'un stade de transformation avancé. L'association minérale peut comprendre, dans les glaucophanites plus ou moins prasinitiques, du pyroxène sodique et du grenat ; de telles roches se rencontrent par exemple vers le point 3047 dans le vallon de la Lombarde, ou bien sous l'Ouille du Midi dans le vallon des Evettes au Sud de Bonneval. Dans ces types de roches et dans les prasinites les minéraux suivants peuvent être présents :

	éch. 1246	éch. 1248	éch. 1189	éch. 1063
épidote ou clinozoïsite	34 %	18 %	29 %	19 %
albite	28	17	24	19
pyroxène sodique	13	5	-	-
chlorite	8	8	7	37
amphibole bleu vert	6	1	32	5
sphène	4	5	4	3
ilménite, rutile	1	-	-	-
glaucofane s.l.	3	28	3	3
grenat	2	1	0.5	1
calcite	0.5	11	-	-
mica blanc	<0.5	5	-	13
apatite	<0.5	-	-	<0.5
biotite verte	<0.5	<0.5	0.5	<0.5
oxydes opaques	<0.5	<0.5	<0.5	-
quartz	-	-	-	<0.5
tourmaline	-	-	-	-
pyroxène magmatique (diallage)	-	-	-	-

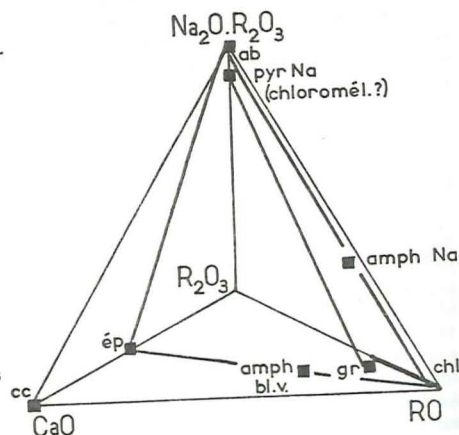
Ech. n° 1246 : Eclogite à glaucofane ovarditisée, Bonneval, Ouille du Midi
 Ech. n° 1248 : Glaucophanite à grenat (ex-éclogite), Bonneval, Ouille du Midi
 Ech. n° 1189 : Amphibolite à albite, épidote, chlorite et reliques de glaucofane, Bessans - le Villaron
 Ech. n° 1063 : Ovardite à amphiboles, Bessans - le Villaron

Ces associations sont représentées dans la fig. 79. Les proportions d'amphiboles, pyroxène, grenat, albite et chlorite varient assez fortement. La structure passe de gabbroïque (rare) à litée. Les échantillons sont parfois rubanés, avec alternance de lits épidotiques et glaucophaniques.

Fig. 79. - Méta-ophiolites piémontaises : associations minérales dans la région SW du Grand Paradis (zone de Zermatt-Saas s.l.).

Le pyroxène est coloré en vert soutenu, parfois un peu zoné ; $Z \wedge c \geq 25^\circ$ (= 40° pour un échantillon plus pâle, jadéitique ?). Il pourrait s'agir d'un pyroxène chloromélanitique (pas d'aegyrine, puisque l'allongement est positif et l'angle d'extinction fort). Il forme de grands cristaux ou des amas granuleux associés à du grenat et à l'amphibole sodique. Il est altéré soit en amphibole sodique, soit directement en amphibole bleu vert + chl + bi verte (pl. R a).

Le grenat est souvent autoblastique et non chloritisé lorsqu'il se trouve dans des amas à pyroxène sodique. Il renferme sinon chl + qz dans ses craquelures, parfois des amphiboles bleu vert ou sodiques, rarement du mica blanc. S'il est très morcelé et déjà altéré il est fréquemment entouré d'une auréole d'albite.



L'amphibole bleue d'orientation optique de glaucofane (allongement positif, plan des axes optiques // 010, mais 2V souvent faible) forme de grandes aiguilles, longues parfois de plusieurs millimètres. Elle est fréquemment zonée, les teintes étant plus sombres près des pyroxènes qu'elle englobe, c'est-à-dire au centre des cristaux. Elle s'altère surtout en amphibole bleu vert dans les prasinites, aussi en chlorite dans les roches ovarditiques. L'amphibole bleu vert, d'un pléochroïsme très soutenu, a un $Z \wedge c \geq 18^\circ$.

La chlorite polarise dans les bruns violacés, rarement gris verts et les sections clivées montrent un allongement négatif (type 2, rarement 1). La biotite verte, peu fréquente, est mêlée à la chlorite et située près du grenat et du sphène. L'albite est xénoblastique ou à tendance autoblastique, parfois maclée albite et/ou Carlsbad et poeciloblastique : elle englobe pyroxène sodique, amphibole bleue, amphibole bleu vert, épidote, grenat, sphène, mica blanc, calcite, etc. L'épidote forme quelques nids ou d'abondants cristaux pléochroïques autoblastiques. Elle semble en équilibre avec l'amphibole sodique et le sphène. Dans quelques lames la biréfringence indique plutôt une clinozoïsite.

L'ilménite forme des reliques plus ou moins abondantes à l'intérieur du sphène toujours fréquent, autoblastique. La calcite est accessoire ; on la trouve près des pyroxènes, dans l'albite, etc. Le rutile est une relique ; des oxydes de fer sont parfois mêlés à la chlorite. Quelques grands cristaux d'apatite se montrent parfois, ainsi que de la tourmaline à pléochroïsme brun/vert bronze, zonée autour d'un centre bleuté.

L'association de pyroxène chloromélanitique et de grenat montre l'origine éclogitique de ces roches. Dans la région de Zermatt-Cervinia et dans la zone Sesia les éclogites présentent souvent une transformation de l'omphacite en chloromélanite, puis le développement d'amphibole sodique, avant les faciès prasinitiques à amphibole bleu vert ou ovarditiques.

Dans cette région et aux sources de l'Isère se rencontrent aussi des roches vertes massives où ne se distinguent sur l'échantillon que des aiguilles d'amphibole. Il s'agit vraisemblablement de métadiabases, dont la structure magmatique se devine un peu au microscope dans la pâte saussuritique plus ou moins bien cristallisée qui forme le fond. L'association minérale est analogue à celle des roches ci-dessus, pyroxène sodique et grenat en moins. L'épidote peut y former des lits ou des amas (cf. analyse n° 477). L'amphibole bleu vert d'une de ces roches a été analysée (n° 956) : c'est une ferri-hornblende actinotique subcalcaïque dans la classification de LEAKE (1968). Une autre amphibole bleu vert analysée provient d'une amphibolite (n° 955) à mica blanc, sphène et chlorite (shéridanite-thuringite) ; c'est une ferro-actinote subcalcaïque. Ces deux amphiboles se distinguent seulement par la valeur du rapport de Mg au total des éléments ferromagnésiens, mais non dans la teneur en Ca. Soulignons que par leur haute teneur en Si (7,4 et 7,6) elles tendent toutes deux plus vers les actinotes que vers les hornblendes (cf. MIYASHIRO, 1968). La roche n° 955 a elle aussi été analysée : son chimisme est ultrabasique.

Les serpentinites de cette région sont à antigorite, avec ou sans pyroxènes primaires, parfois riches en magnétite et montrant dans leur structure les traces d'importantes déformations. Du talc garnit de minces fissures. Le contact avec les calcschistes est fréquemment souligné d'une frange de talc à belles aiguilles d'amphibole (actinote ?), en rosettes de cristaux de plusieurs centimètres.

Sur le versant E de l'Ouille du Midi au-dessus de Bonneval-les Evettes, se trouve dans la serpentinite un petit filon de rodingite tapissé de grandes lamelles (6-8 mm) de chlorite très pâle. La zonation de la roche parallèlement aux épontes correspond à des lits successivement plus riches en diopside, vé-suvianite et grenat. Celui-ci forme des cristaux petits, automorphes et incolores. Une chlorite incolore, polarisant dans les gris clairs et dont l'extinction est négative parallèlement à l'allongement [type 1] forme le fond de la roche.

Les orientations de 3 minéraux (mica blanc, chlorite et albite) ont été étudiées dans une ovar-dite à amphibole du Môlard, le Villaron, Bessans (n° 1063), où les albites forment des ocelles. La lame mince a été taillée perpendiculairement au litage de cette roche assez massive et l'axe N-S du diagramme représente la trace de ce litage (pl. R b) qui est orienté N 90° E et plonge de 20° vers le S.

Les pôles {001} des clivages du mica blanc montrent une bonne orientation planaire avec un léger étalement le long d'un grand cercle (fig. 80a). L'orientation des pôles {001} des clivages des chlorites est similaire, quoiqu'avec une densité un peu plus faible et un étalement un peu plus fort (fig. 80b). Quelques lamelles sont obliques ou franchement perpendiculaires à la foliation, comme il est habituel de le voir dans les paquets de chlorite. En outre la chlorite est orientée passivement au contact d'autres minéraux, par exemple le long des micas blancs, dont les limites cristallographiques orientent les siennes, ou bien en fonction des directions cristallographiques de cristaux antérieurs qu'elle altère (clivages des amphiboles). Ce facteur intervient dans la dispersion des pôles.

L'albite poeciloblastique forme des ocelles souvent pluricristallins. Si une orientation concordante avec celle des minéraux phylliteux se présentait, le développement souvent tabulaire des cristaux parallèlement à 010 mènerait à concentrer les pôles de l'axe Z à 12-15° (valeur ZAb) du maximum des minéraux phylliteux. Cela n'est absolument pas le cas : les pôles sont fortement étalés et les légers maximums dispersés (fig. 80c, d, e). Aucune orientation,

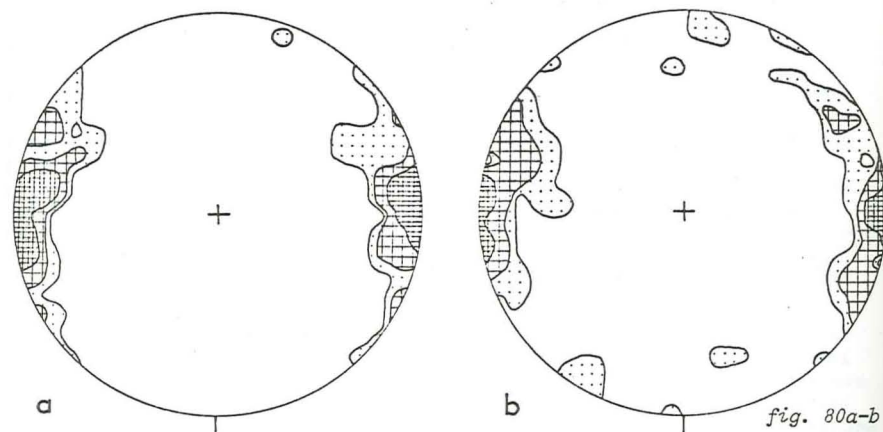


fig. 80a-b

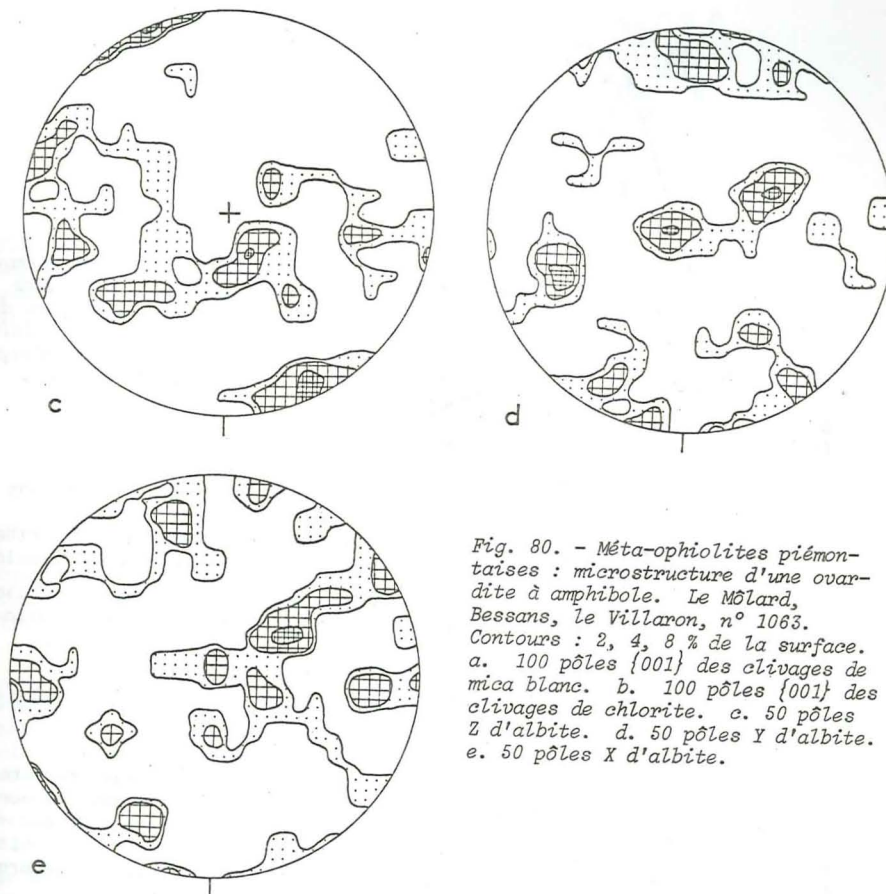


Fig. 80. - Méta-ophiolites piémontaises : microstructure d'une ovar-dite à amphibole. Le Môlard, Bessans, le Villaron, n° 1063. Contours : 2, 4, 8 % de la surface. a. 100 pôles {001} des clivages de mica blanc. b. 100 pôles {001} des clivages de chlorite. c. 50 pôles Z d'albite. d. 50 pôles Y d'albite. e. 50 pôles X d'albite.

qu'elle soit parallèle ou perpendiculaire à la foliation déterminée par les minéraux phylliteux, n'est visible. Ce défaut d'orientation peut être dû à plusieurs facteurs : l'albite n'est certainement pas un minéral à s'orienter aussi facilement qu'un minéral phylliteux ; ses relations avec les autres minéraux la montrent souvent tardi à post-cinématique, mais même dans ce cas les dispositions planaires préexistantes ne l'ont pas orientées.

3. Roches ophiolitiques du Fréjus et du haut val Chisone (Troncea)

Le métagabbro qui affleure près du col du Fréjus, sur le versant est (ravin du Chatelard), montre l'association minérale suivante (fig. 81), correspondant à 3 paragenèses successives :

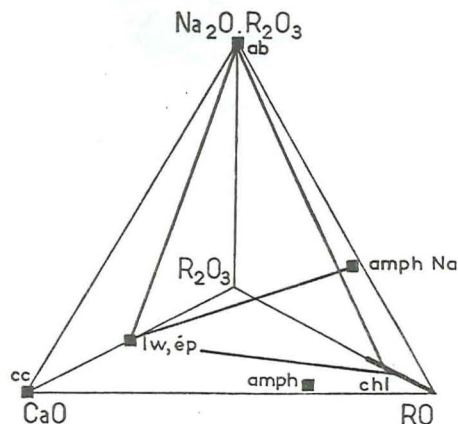


Fig. 81. - Méta-ophiolites piémontaises : associations minérales rencontrées dans le métagabbro du Fréjus. Mêmes paragenèses (diallage en moins) que dans le métagabbro du col de Péas à Cervières.

pyroxène magmatique (diallage), ilménite, glaucophane s.l., sphène, épidote s.str., lawsonite (incluse dans l'albite), amphibole vert bleuté (en fines fibres feutrant le fond), chlorite (le plus souvent du type 2), albite (poecilitique, maclée), calcite.

La Pta del Beth, entre le haut val Germanasca et le haut val Chisone, est formée d'un pointement de métagabbro et de métadiabase. L'association minéralogique comprend :

+ pyroxène magmatique, ilménite + rutile, glaucophane s.l. (crossite d'après une analyse, n° 647), sphène, épidote s.str., calcite, amphibole incolore, chlorite, albite, rare mica blanc.

Amphibole bleue et calcite peuvent être côte à côte sans présenter de réaction (observation faite aussi par CHATTERJEE (1971). L'amphibole vert pâle en longues fibres montre un $Z \wedge c \approx 13^\circ$ et pourrait être actinotique - trémolitique. La lawsonite est présente dans des ovaridites et des calcschistes voisins. Un échantillon a été analysé (n° 647) : son chimisme est gabbro-basaltique alcalin.

A l'ancienne mine du Beth-Ghinivert la minéralisation sulfurée mentionnée à propos de métasédiments piémontais, associée à des quartzites à gl-stilp deerite, est située sous des lits d'ovaridites à glaucophane incluant un lit lenticulaire de métagabbro laminé (flasergabbro). Les associations minérales sont respectivement :

ovaridite : chl-ab-sph-mica blanc-qz+glauc s.l.+lw+ép-cc-ru-oxydes de Fe métagabbro laminé (fig. 82) : amph vert pâle-zo-chl-ab-sph.

La structure des ovaridites est faite d'une foliation plissée impliquant tous les minéraux sauf l'albite qui scelle ces replis. Le rutile peut être inclus dans l'amphibole sodique (pl. R c). Dans le métagabbro la structure gabbroïque est encore conservée par les amphiboles dont les agrégats polycristallins représentent chacun un ancien pyroxène, tandis que la zoïsite en grains très fins forme le fond avec l'albite.

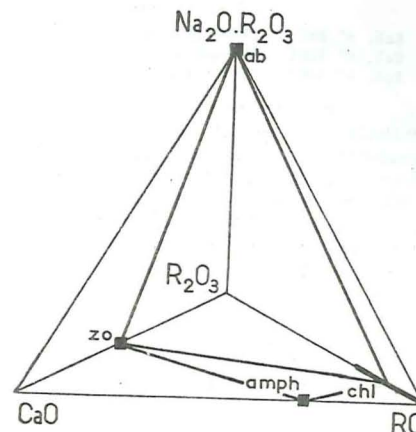


Fig. 82. - Méta-ophiolites piémontaises : associations minérales du métagabbro laminé (flasergabbro) des Minières del Beth-Ghinivert.

4. Massif ophiolitique du col et du vallon de Péas à Cervières-Meyriès

Ce massif comprend une grosse lentille de serpentinite à amiante, qui fit l'objet d'une exploitation. Cet amiante est fait d'amphibole avec un peu de lizardite ; de longues fibres plus épaisses sont d'antigorite (cf. PIERROT et al., 1972). De la paragonite en amas (éch. 1009) a été ramassée dans l'éboulis nord serpentiniteux (voir partie minéralogique). Les opicalcites aussi sont abondantes.

Du côté nord, vers Cervières, un gabbro est surmonté de faciès bréchiques, glaucophaniques ou ovariditiques. A l'E du col, vers le sommet du Grand Vallon, affleurent des opicalcites. De l'amphibole sodique abonde au contact entre les roches vertes et les calcschistes dans lesquels sont emballés de gros blocs ophiolitiques. Ce contact entre serpentinite et calcschistes se marque aussi par le développement de belle lawsonite dans des micaschistes (Grand Vallon, vallon de Péas sous la carrière), ou par des glaucophanoschistes à épidote + lawsonite en grands cristaux.

Les associations minérales du métagabbro et des glaucophanites sont par exemple (diallage en moins, l'association du métagabbro est qualitativement la même que celle du métagabbro du Fréjus (cf. fig. 81) :

	éch. 825	éch. 1001	éch. 1005
amphibole bleue	49 %	28 %	64 %
lawsonite	30	45	29
albite	9	7	1.5
chlorite	7	7	3
mica blanc	2	5	-
sphène	2	2	3
ilménite, rutile		1.5	
épidote	1	2	0.5
amphibole bleu vert	-	2.5	-
calcite	-	<0.5	-
quartz	-	-	-

Ech. n° 825 : glaucophanite lawsonitique à albite, Cervières, N du col de Péas
 Ech. n° 1001 : métagabbro à glaucophane s.l. et lawsonite, Cervières, N du col de Péas
 Ech. n° 1005 : glaucophanite à lawsonite, Cervières-Meyriès, col de Péas

La *lawsonite* en abondants prismes limpides est contemporaine de l'*amphibole sodique*, car celle-ci peut soit se trouver dans les cassures de la *lawsonite*, soit l'englober et les deux minéraux sont en contact intime l'un avec l'autre. Les ocelles des glaucophanites sont formés de *lawsonite*. L'*amphibole sodique* a souvent un habitus fibreux fin (pl. S a). La *chlorite* a l'aspect habituel qu'elle présente dans les ophiolites (pléochroïsme d'intensité moyenne, polarisation dans les gris bruns, allongement négatif parallèlement au clivage, type 2). L'*amphibole bleu vert* altère elle aussi le glaucophane s.l. et forme un feutrage de fines fibres, très analogue à ce qu'on a vu dans le métagabbro du Fréjus. L'*épidote s.str.* est parfois juxtaposée à la *lawsonite* (pl. R d), mais parfois la corrode. L'*albite* forme quelques rares cristaux de grande taille, la *calcite* et le *mica blanc* sont subordonnés. Le *sphène* se situe surtout sur le glaucophane s.l.

Par augmentation de la teneur en albite et chlorite, et diminution de celle en amphibole bleue, les glaucophanites passent à des prasinites ou ovaridites suivant que l'*amphibole bleu vert* est présente ou non (toujours en fin feutrage). Les ocelles de *lawsonite* peuvent persister plus longtemps que l'*amphibole bleue*. Dans des schistes ovariditiques de fines aiguilles de *rutile* constituent la phase titanée au lieu de *sphène* (pl. R e).

Les orientations de l'*amphibole sodique* et de la *lawsonite* ont été étudiées dans l'échantillon n° 825 (composition modale ci-dessus). La roche montre un léger litage et la lame lui a été taillée perpendiculairement. L'*amphibole sodique*, dont l'allongement est positif, a un habitus fibreux nettement orienté : la lame comporte presque uniquement des sections allongées (cf. pl. S a).

Les axes Z, proches de l'allongement c des cristaux, montrent en diagramme une très bonne orientation axiale des amphiboles (fig. 83a). Un léger étalement des pôles sur un grand cercle doit correspondre à la légère ouverture des fibres en éventail dans un plan. Les pôles {110} des clivages mesurés

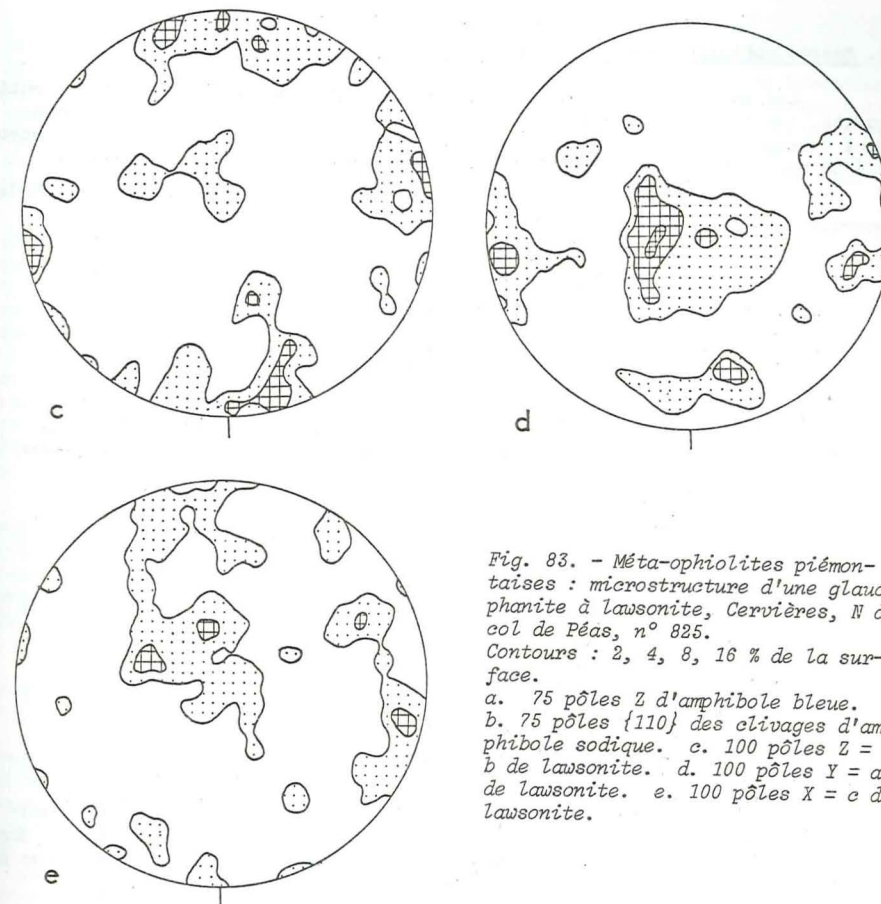
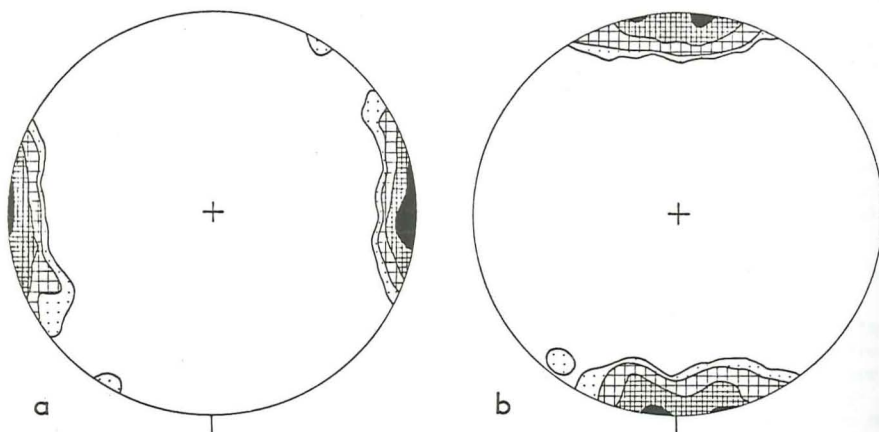


Fig. 83. - Méta-ophiolites piémontaises : microstructure d'une glaucophanite à lawsonite, Cervières, N du col de Péas, n° 825.
 Contours : 2, 4, 8, 16 % de la surface.

a. 75 pôles Z d'*amphibole bleue*.
 b. 75 pôles {110} des clivages d'*amphibole sodique*. c. 100 pôles Z = b de *lawsonite*. d. 100 pôles Y = a de *lawsonite*. e. 100 pôles X = c de *lawsonite*.

sur les mêmes fibres d'*amphibole sodique*, présentent la même symétrie axiale (fig. 83b), à 90° de Z, puisque Z est axe de zone des clivages. On aurait pu s'attendre à voir les pôles des clivages se séparer en deux groupes à 55-56° l'un de l'autre, qui auraient représenté chacun un groupe de clivages. Mais comme le montrait déjà l'orientation du pléochroïsme dans la lame mince, les fibres d'*amphibole* sont orientées non seulement suivant leur allongement, mais aussi suivant les autres directions cristallographiques et optiques ; on n'a donc mesuré qu'un seul groupe de clivages.

Malgré sa cristallisation apparemment synchrone avec l'*amphibole* bien orientée, la *lawsonite* ne montre guère d'orientation (fig. 83c, d, e). Peut-être ce défaut d'orientation est-il à rechercher dans la forme prismatique trapue de la *lawsonite* qui ne réagit pas en s'orientant comme le font des cristaux aciculaires tels que les amphiboles, ou lamellaires comme les minéraux phylliteux.

5. Masses ophiolitiques de Molines-en-Queyras - Est de Saint-Véran

Les *serpentinites*, sombres et souvent à filons carbonatés, sont à antigorite, les faciès amiante fins étant surtout faits d'amphibole. Ici comme dans presque tous les massifs à serpentinite, on trouve des amas de talc, associé ou non à de la chlorite, à de l'amphibole, etc.

Les *métagabbros* et roches à glaucophane s.l. prédominant comportent les associations minérales suivantes (fig. 84) :

	éch. 151	éch. 843		éch. 151	éch. 843
amphibole bleue	41 %	47 %	albite	5	10
épidote, zoïsite	20	-	sphène	4	<0.5
lawsonite	15	35	ilménite	1.5	-
pyroxène magmatique	8	7	mica blanc	-	-
(diallage)			apatite	-	-
chlorite	5	<0.5	titanoclinohumite	-	-

Ech. n° 151 : méta-gabbro à glaucophane s.l. et lawsonite, Saint Véran, Cornivier
 Ech. n° 843 : méta-ophiolite à glaucophane et lawsonite, Molines-en-Queyras, Longet

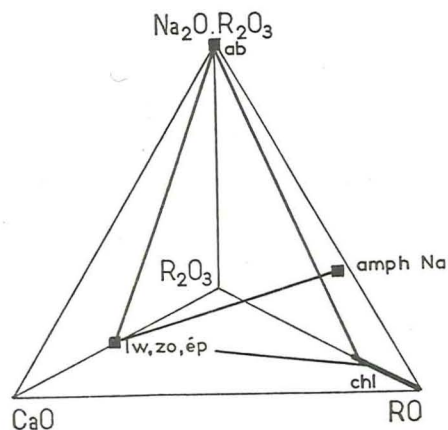


Fig. 84. - Méta-ophiolites piémontaises : associations minérales des métagabbros de Molines-en-Queyras et de Saint-Véran.

L'*amphibole sodique* altère le pyroxène magmatique brunâtre. Elle est souvent zonée, l'orientation étant successivement celle de crossite (C), puis celle de glaucophane (G) dans un même grain ; la partie la plus colorée, avec y dans l'allongement, se trouve près du pyroxène (pl. S b, c, d). Elle est orientée dans les métagabbros par les directions cristallographiques du pyroxène magmatique. La *lawsonite* forme des prismes sur les anciens plagioclases, mêlée à la *zoïsite* qui peut aussi constituer des amas séparés, abondants dans certains échantillons. La *chlorite* altère l'amphibole bleue et, parfois, directement le pyroxène. Elle polarise dans les bleus énormes ou gris et l'allongement est le plus souvent positif parallèlement aux clivages (type 4, parfois 5). Il y a en général peu d'*albite*. De grands cristaux d'*ilménite*,

lorsqu'elle subsiste, sont bordés de *sphène* et celui-ci parsème aussi l'amphibole sodique. L'*épidote* est surtout présente quand il n'y a pas de lawsonite ; mais on trouve parfois ces deux minéraux juxtaposés, ou l'épidote altérant la lawsonite. Certains échantillons renferment du *mica blanc* ; il forme dans certaines parties des sections un fond aux prismes de lawsonite. L'*apatite* forme de rares grains accessoires. La *calcite* remplit des fissures dans les minéraux ou des veinules dans la roche.

D'autres roches ne montrent pas de restes de structure gabbroïque, ni de reliques de pyroxène ; cela mis à part, l'association minérale est la même que ci-dessus. Deux échantillons (n° 843, mode ci-dessus ; n° 673) ont montré à l'analyse un chimisme dioritique (voir plus loin). Les amphiboles sodiques de ces deux échantillons ont été analysées : dans le premier, où son pléochroïsme est très pâle, il s'agit d'un glaucophane s.str., dans le second, où l'orientation est "C" avec y dans l'allongement, d'une crossite. On y trouve en général soit de la lawsonite, soit de l'épidote s.str. Des reliques de lawsonite sont parfois incluses dans l'albite dont les poecilobalstes peuvent constituer des ocelles. Dans ce dernier type de roche quelques aiguilles d'amphibole incolore sont parfois incluses dans l'albite. Les veines à épidote ne sont pas rares (analyse n° 833).

Comme on l'a aussi remarqué en d'autres endroits, le contact entre les calcschistes et la serpentinite se caractérise par le développement de lawsonite et/ou d'amphibole sodique. On peut trouver des roches à prismes de lawsonite sur un fond chloriteux (vallon du Longet à Molines-en-Queyras). La calcite, et le mica blanc dans les roches qui en comportent, peuvent épigéniser la lawsonite.

6. Roches ophiolitiques de la région Sud de Saint-Véran - haut Cristillan

La lentille ophiolitique qui commence au S de Saint-Véran entre les ravins de Curlet et de Saint-Marcel, se développe sur l'arête séparant Ceillac de Saint-Véran, puis, sur Ceillac, dans les ravins des Oliviers et des Prés Bergers jusqu'au Cristillan, est particulièrement intéressante par la lithologie et la composition minérale des roches qu'elle contient (cf. CABY et al., 1971 ; TRICART, 1973). En contact anormal sur une grande masse de serpentinite comportant quelques filons lenticulaires de métagabbro, se trouvent des roches leucocrates à structure bréchique, renfermant des éléments acides et basiques, puis des roches diabasiques soit bréchiques, soit en pillows. La coupe se poursuit vers l'E par des opalcites, des méta-radiolarites, des calcaires marmoréens, puis des calcschistes. Du côté ouest, des marbres renferment une rare amphibole bleue et un peu de stilpnomélane. Les contacts sont en majorité tectoniques.

Les *serpentinites* sont noires et massives, à antigorite + lizardite. Le chrysotile y remplit des fissures. Les pyroxènes y portent des granules de sphène et de la chlorite forme quelques nodules. Le matériel ultrabasique à pyroxène à diallage s'est parfois transformé aussi en roches de teinte claire, soit des chloritites, soit en pumpellyitite (éch. 867, qui renferme aussi un peu de chlorite et de sphène ; voir partie minéralogique). Ce dernier échantillon a un chimisme calculé extrêmement sous-saturé en silice ; sa composition modale ne permet pas le calcul d'une norme magmatique.

Le *métagabbro* comporte : + pyroxène (diallage) relique, lw, gl s.l. zoné, chl, pyr Na, ab, mica blanc, amph fibreuse incolore, pu, sph, cc, zi.

Les *métadiabases* en coussins ou bréchiques (et les méta-hyaloclastites) sont le plus souvent très riches en amphibole sodique. Elles comprennent les minéraux suivants (fig. 85) (éch. n° 863, glaucophanite) :

amphibole bleue	36 %	apatite	< 0.5
pyroxènes sodiques	30	minéraux opaques	< 0.5
albite	12	lawsonite	-
mica blanc	12	amphibole incolore	-
quartz	8	allanite	-
chlorite	1	calcite	-
sphène	0.5		

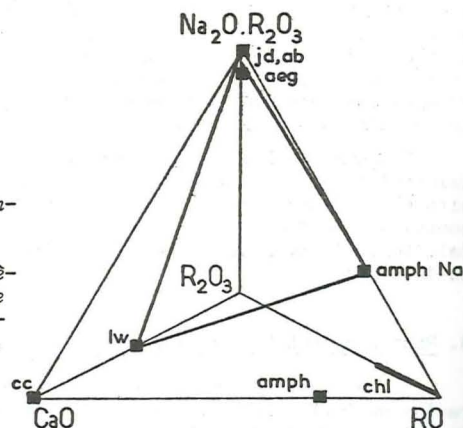
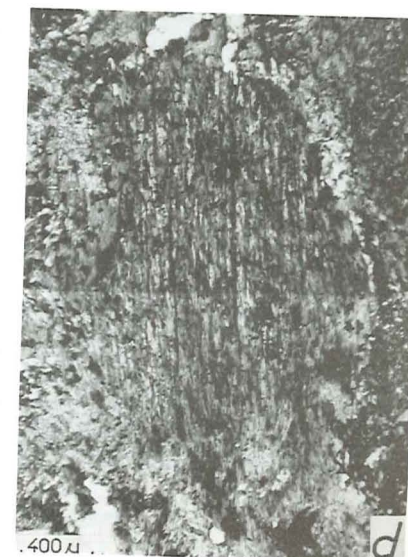


Fig. 85. - Méta-ophiolites piémontaises : associations minérales des métadiabases de Ceillac. La ligne de liaison entre les pyroxènes sodiques et l'amphibole bleue représente probablement des relations chronologiques successives.

- Pl. S. a. Aspect général d'une méta-ophiolite piémontaise à glaucophane s.l. (fibres fines) et lawsonite (prismes). Cervières, Les Fonds. Ech. n° 825. Lum. nat.
- b. Altération du pyroxène magmatique (en haut à droite) par l'amphibole sodique (en bas), qui est plus colorée au contact du pyroxène. Métagabbro à glaucophane de la zone piémontaise. Molines-en-Queyras, vallon du Longet. Ech. n° MQ.27. Lum. nat.
- c. Même provenance. Le clivage diallage du pyroxène est nettement visible. Le glaucophane est lui-même altéré en chlorite (plus claire). Les taches sombres sont de sphène.
- d. Altération de pyroxène magmatique par l'amphibole sodique, en taches le long des clivages et en bordure du pyroxène. L'amphibole sodique est plus sombre au contact avec le pyroxène. Métagabbro à glaucophane et lawsonite de la zone piémontaise. Saint-Véran, Cornivier. Ech. n° 151. Lum. nat.
- e. Lawsonite en prismes fins sur un fond chloriteux dans une méta-ophiolite piémontaise. Col entre Saint-Véran et Ceillac ("col des Prés Bergers"). Ech. n° Ce.15. Lum. nat.



pl. S



pl. T



L'*amphibole* bleue d'un de ces échantillons a été analysée (n° 860), mais la teneur trop forte de la poudre en magnésie (taic ??) n'a pas permis d'en déterminer avec certitude la nature exacte. Les caractéristiques optiques sont dans certains cas de glaucophane, dans d'autres de crossite ; les données radiocristallographiques indiquent plutôt une magnésioriebeckite ou une riebeckite. Elle a souvent un habitus fibreux fin (pl. T a). La *lawsonite* est souvent abondante (pl. S e), en équilibre avec l'*amphibole* sodique. Le *pyroxène jadéitique* forme quelques cristaux isolés trapus, ou des fibres en rosettes, le plus souvent en reliques entourées d'albite et de quartz (pl. T a). Dans certains échantillons des sortes de pustules en relief correspondent à des amas de *pyroxène aegyrinique* entourés d'une auréole de quartz, de *chlorite* et d'*amphibole* sodique. *Allanite* et *apatite* sont acces-

soires. Une de ces roches, à micropillows glaucophaniques, s'est montrée de chimisme ultrabasique, mais avec forte teneur en soude (éch. n° 860).

La *roche leucocrate acide* bréchique renferme des éléments surtout acides, mais aussi basiques, dans une matrice acide. Des nodules mis en relief par l'érosion sont spécialement riches en *pyroxène jadéitique*. L'association minérale est par exemple la suivante (n° 861) :

albite	34 %	lawsonite	0.5
feldspath séricitisé ou altéré	18	zircon	0.5
en pyroxène sodique		amphibole pâle, rarement	<0.5
jadéite + pyroxène aegyrinique	32	amphibole bleue	<0.5
mica blanc	6	apatite	<0.5
quartz	4	ilménite	-
chlorite	3	biotite verte	-
sphène	1	rutile	-
épidote	0.5	pyrite	-

D'anciens *feldspaths* de grandes dimensions sont totalement transformés en fin mica blanc et/ou silicates calciques (épidote s.l. ?). La *jadéite* (jd₈₈ d'après SALIOT, in TRICART, 1973) se présente en longues fibres soit d'aspect frais, soit relique. L'*albite* peut occuper des filonnets, mais aussi être abondante dans la roche elle-même. De fines fibres d'*amphibole* montrent un très léger pléochroïsme bleu verdâtre. Une *amphibole sodique* forme dans certains échantillons quelques petits cristaux. Le *mica blanc*, proba-

Pl. T. a. *Jadéite* (en haut) et *amphibole sodique* (en bas, aspect en éventail). Veine quartzreuse. Méta-ophiolite piémontaise. Col entre Saint-Véran et Ceillac ("col des Prés Bergers"). Ech. n° 863. Lum. nat.
b. *Lawsonite* presque complètement altérée en mica blanc. Une veine d'épidote (à droite) recoupe ces épigénies, mais l'épidote ne participe pas au remplacement de la lawsonite. Même échantillon que celui de la photo c.
c. *Lawsonite* altérée en mica blanc et ensuite plissée. Fond chloriteux. Méta-ophiolite piémontaise. Col entre Saint-Véran et Ceillac ("col des Prés Bergers"). Ech. n° Ce. 48b. Lum. nat.
d. *Jadéite* (au centre) en cours d'altération dans une méta-ophiolite à *jadéite*, glaucophane s.l. (en bas à droite), *chloritofide*, mica blanc, etc. Zone du Versoyen, Pointe Clapey. Ech. n° 1045b. Lum. nat.

blement phengitique si on en croit sa nuance verdâtre, forme des paquets. La biotite verte est mêlée à de la chlorite, à de petits cristaux autoblastiques de sphène et à des aiguilles de rutile ; ces ensembles peuvent être interprétés comme correspondant à d'anciennes biotites. La lawsonite, quand elle est présente, forme de fins prismes pouvant être remplacés par de l'épidote s.str. Ilménite, apatite et zircon sont accessoires.

Une analyse publiée par TRICART (1973) mène à une norme de diorite saturée riche en soude (p = II ; q = 5 ; r = 2 ; s = 5) ; elle n'est pas représentative de la composition moyenne de toutes ces roches, qui comportent aussi du quartz, d'anciens feldspaths potassiques et d'anciennes biotites probables. Ces roches sont apparemment à rapprocher des granophyres et quartzodiorites sodiques, souvent bréchiques, qui appartiennent aux ensembles gabbro-péridotiques.

En différents points on rencontre des faciès verdâtres à grain très fin, à petits prismes blancs, qui se révèlent être de la lawsonite. Le fond de la roche est formé soit de chlorite, soit de serpentine ; des vacuoles sont remplies de jadéite en gerbes de fibres. Dans certains cas les lawsonites peuvent s'altérer en mica blanc, puis être courbées (pl. T_b) et morcelées et un envahissement ultérieur d'épidote vient occuper les fissures de la roche et des cristaux de lawsonite altérés (pl. T_c).

Les gabbros rodingitisés situés près du col du Cristillan ont été décrits par VUAGNAT (1967). Ils renferment (éch. Cr. 49) du pyroxène (diablage), du grenat et un fond chloriteux très pâle.

Dans la partie ouest de la montagne du Cristillan une roche sombre renferme un fond de fibres enchevêtrées d'amphibole bleue, mêlées de pyroxène aegyrinique, avec quelques prismes de jadéite et un peu de chlorite. Des filonets renferment jadéite, quartz, albite et calcite.

7. Roches ophiolitiques du Versoyen

De nombreuses descriptions de roches ophiolitiques du Versoyen sont fournies par LOUBAT (1968). Il s'y trouve peu de roches gabbroïques (en fait une seule analyse, celle d'une "roche grise à grain fin", parfois à pyroxène, montre le chimisme riche en Mg et Ca, pauvre en Fe qui distingue les gabbros des métadiabases et prasinites dans la zone piémontaise). Les quelques serpentinites sont à antigorite. La série du Versoyen comporte surtout des termes effusifs ou sub-effusifs.

Un échantillon de roche albitique peu schisteuse provenant du flanc sud du petit massif de la Pointe Clapey a fourni une association minéralogique particulière (éch. n° 1045) :

albite	40 %	sphène, rutile	0.5
amphibole sodique (ferroglaucophane)	34	minéraux opaques	0.5
calcite	11	biotite verte	<0.5
mica blanc	6	amphibole bleu vert	<0.5
pyroxène jadéitique	5	apatite	<0.5
chloritoïde	3	chlorite	<0.5

La plupart des cristaux de cette roche (amphibole bleue, chloritoïde, jadéite) sont grands : de l'ordre de 1 à 3 mm. L'amphibole bleue et le chloritoïde ont été décrits en cet endroit, dans des roches distinctes, par LOUBAT (1968) qui y cite aussi de petits grenats. Peut-être le minéral apparemment contemporain de l'amphibole bleue, attribué par LOUBAT (p. 416) au groupe de l'épidote, est-il en fait le pyroxène sodique décrit ici. Celui-ci forme des reliques en partie remplacées par de l'albite. Les caractéristiques optiques qu'on a pu mesurer ($2V_z \approx 71^\circ$; $z \wedge c \approx 30-35^\circ$) tendraient à indiquer une jadéite assez pure (pl. T_d). L'amphibole bleue, en grandes aiguilles abondantes (ferroglaucophane d'après l'analyse), séparées de la jadéite par les altérations albitiques, peut croître entre les fragments du pyroxène sodique. Le chloritoïde peut être intriqué avec le glaucophane. Le mica blanc forme un feutrage de grands cristaux ; la chlorite a une teinte de polarisation dans les bleus et un allongement positif parallèlement au clivage (type 4). Mêlée à la chlorite ou disposée autour de l'amphibole bleue apparaît un peu de biotite verte. Très peu d'amphibole bleu vert s'est développée en altération du ferroglaucophane. Les poeciloblastes d'albite, abondants, englobent les autres minéraux de la roche (jadéite, glaucophane, mica blanc, quartz, oxydes de fer). Le quartz forme des grains autoblastiques. Quelques aiguilles de rutile parsèment les amphiboles. Du sphène se trouve disséminé dans toute la section.

Une note récente (ANTOINE et al., 1973) soutient l'appartenance valaisane de la zone du Versoyen, opinion qu'appuieraient des arguments pétrographiques ; le volcanisme ophiolitique du Versoyen y est rapproché du volcanisme spilitique du Pelvoux. La série ophiolitique du Versoyen est en effet un peu différente de beaucoup des lentilles ophiolitiques piémontaises par les proportions respectives des différents termes lithologiques, mais elle se sépare de celles de la zone valaisane en Valais, où sont représentées en majorité des ovardites, des prasinites et des amphibolites. Les éléments majeurs ne différencient pas en fait la série du Versoyen des séries piémontaises, pas plus que de plusieurs autres séries ophiolitiques du monde, mais tendent à la séparer des spilites du Pelvoux. L'âge triasique de celles-ci les éloigne aussi notablement des manifestations ophiolitiques des Alpes occidentales, attribuées au Jurassique et au Crétacé.

Les paragenèses métamorphiques des méta-ophiolites du Versoyen, qui débutent par un faciès de haute pression à jadéite + quartz, puis évoluent vers les amphiboles sodiques + chloritoïde, puis amphibole bleu vert, biotite verte, chlorite + albite, etc., ne peuvent être attribuées, dans l'état actuel des connaissances des conditions de stabilité des premiers minéraux cités, à des actins post-magmatiques deutériques comme le proposait LOUBAT (1968). Ces paragenèses sont celles des méta-ophiolites de la zone piémontaise, intermédiaires entre celles de la zone Zermatt-Saas s.l. en val d'Aoste ou en val de Suse (Versoyen : jd, ctd, mais pas d'éclogite) et celles du Queyras - Haute Ubaye (Versoyen : jd, mais pas de lw et présence de ctd). Ces minéraux et aussi la présence d'antigorite dans les serpentinites interdisent de voir dans la série ophiolitique du Versoyen un homologue de celle du Montgenèvre.

Les ophiolites forment avec le flysch crétacé supérieur du Versoyen un ensemble dont la continuité stratigraphique pourrait n'être qu'apparente. Le tout est affecté d'une même structure en synforme déversée vers l'W, où les méta-ophiolites constituent un anticlinal bordier. Les méta-ophiolites, avec

les schistes noirs qui leur sont étroitement associés, pourraient constituer une klippe piémontaise, comme ce fut l'opinion de FRANCHI, TERMIER, etc. Leur métamorphisme ne peut qu'être antérieur à leur prise de position au contact du flysch très peu métamorphique (sommet de l'épizone : mu-chl-ab en grains fins) et à la formation de la structure plissée. Comme dans les autres zones internes, on a ici un "métamorphisme transporté" (voir dernière partie).

8. Résumé des relations paragenétiques dans les méta-ophiolites

Les associations minérales des ophiolites montrent quelques reliques des paragenèses magmatiques et des successions de minéraux de métamorphisme, que l'on essaiera de grouper en différentes paragenèses métamorphiques.

Le diallage des serpentinites et des métagabbros, l'ilménite des métagabbros sont des reliques magmatiques.

Dans les métagabbros on n'a pas rencontré, sauf au Montgenèvre et au Mte Cruzeiro, de transformation en hornblende verte du pyroxène magmatique, qui est remplacé soit par le pyroxène sodique, soit directement par l'amphibole bleue, l'amphibole bleu vert ou la chlorite.

Les relations paragenétiques suivantes se dégagent des descriptions ci-dessus (cf. fig. 80, 82, 83, 85 et 86 pour les représentations tétraédriques). Des pyroxènes sodiques sont antérieurs à des amphiboles sodiques : c'est le cas très nettement de ceux (chloromélanite probable) des roches de la haute vallée de l'Arc où ils sont associés à du grenat (anciennes éclogites). Les grenats sont ensuite déstabilisés au profit d'amphiboles bleu vert (kélyphitisation), d'épidote et/ou de chlorite. En Queyras les pyroxènes jadéitiques ou aegyriniques semblent soit antérieurs, soit en équilibre avec de l'amphibole sodique. Dans les méta-albitites de la haute Ubaye STEEN (1972) note le développement de pyroxène jadéitique autour de pyroxène aegyrinique.

L'amphibole sodique est souvent zonée, mais ce phénomène n'est pas nécessairement à lier à des changements dans les conditions du métamorphisme : il relève vraisemblablement plus de la disponibilité locale de certains éléments. De toutes manières cette zonation est irrégulière, en ce sens que les teneurs plus élevées en fer (ou Fe^{++} ?) sont le plus souvent situées au centre des cristaux, mais aussi parfois à leur bordure. On peut parfois observer que la lawsonite est encore stable quand l'amphibole sodique se transforme déjà en albite + chlorite.

La lawsonite et la zoïsite sont antérieures à la pistacite, celle-ci recoupant la première ou l'altérant. La pumpellyite semble elle aussi faire partie des premières paragenèses. Le sphène est associé à l'amphibole sodique. Ultérieurement il a pu donner du rutile en fines aiguilles. Les transformations du glaucophane s.l. comportent : amph bl v (au S et SE du Grand Paradis) et, ensuite, amph vert pâle (surtout dans le Queyras), chl + ab + bi v (celle-ci dans la haute vallée de l'Arc). Les veinules sécantes comportent ép, ab ou cc.

La serpentinisation et la rodingitisation constituent des phénomènes liés (DAL PIAZ, 1967, 1969b), en grande partie antérieurs aux transformations métamorphiques alpines, quoique les associations minérales qu'elles présentent

actuellement en aient été influencées. Les paragenèses actuelles de ces roches (à antigorite prédominante pour les serpentinites ; à diopside, grenat et vésuvianite pour les rodingites) sont en équilibre avec les paragenèses alpines.

9. Chimisme

Quelques analyses ont été effectuées de roches dont les minéraux ont été séparés. Les résultats se trouvent dans le tableau 37 (voir fig. 75, p. 329 pour leur localisation et le tableau 35, p. 330 pour leur association minérale). Ces roches ayant été choisies en fonction du minéral à séparer, leurs chimismes ne constituent pas des types moyens des méta-ophiolites.

Le diagramme FMA (fig. 86) représente les compositions chimiques des roches et des minéraux analysés. D'après les données de KUNO (1968), le chimisme de ces roches serait celui des séries basaltiques calco-alcalines (hypersthéniques) et non des séries tholéitiques (pigeonitiques). Comme on l'a vu à propos des metabasites du socle Briançonnais, le nom de tholéite reçoit des définitions différentes. La norme des échantillons analysés comporte soit olivine + hypersthène, soit quartz + hypersthène. Suivant

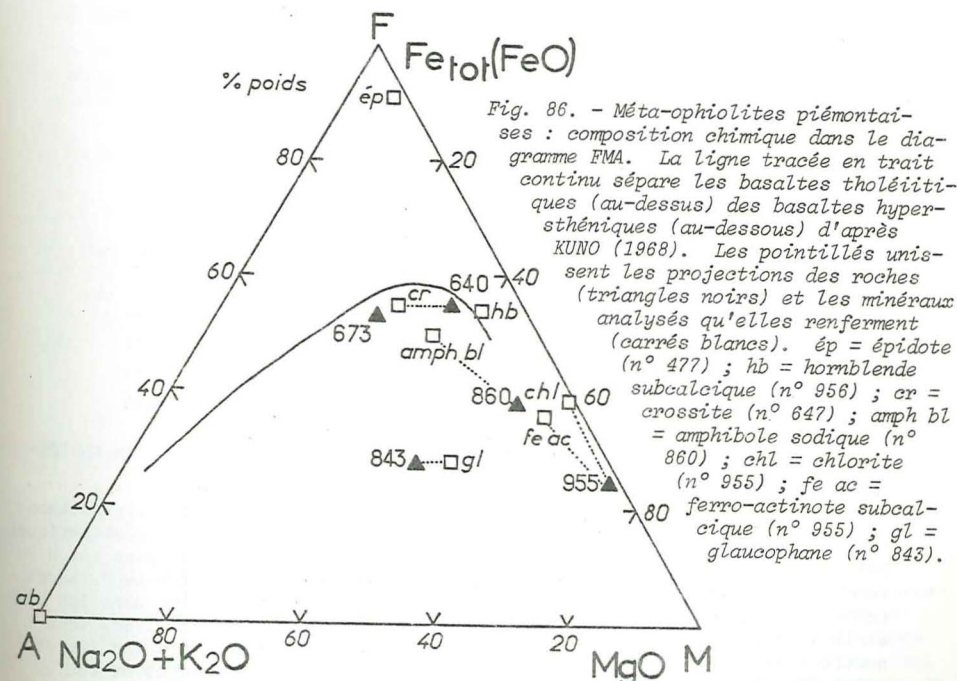


Tableau 37. - Méta-ophiolites piémontaises : données chimiques

n° échant. analyse	647 Gren. 696	673 Gren. 671	843 Gren. 790	860 Gren. 748	955 Gren. 841
SiO ₂	40.70	48.25	53.70	50.30	52.25
Al ₂ O ₃	10.20	19.20	15.80	4.50	4.95
Fe ₂ O ₃	8.50	10.60	3.85	10.15	3.60
FeO	7.70	2.20	2.40	4.60	4.95
MnO	0.40	0.15	0.15	0.20	0.10
MgO	9.85	5.35	9.20	19.20	24.50
CaO	8.10	7.05	4.50	2.90	3.10
Na ₂ O	3.80	4.35	5.35	3.10	0.30
K ₂ O	tr	0.70	0.95	0.15	0.20
TiO ₂	3.80	1.60	0.50	0.15	0.55
P ₂ O ₅	0.15	0.25	0.15	0.35	0.10
H ₂ O ⁺	6.55	0.55	3.35	4.40	5.20
H ₂ O ⁻	0.05	0.15	0.05	0.25	-
Total	99.80	100.40	99.95	100.25	99.80
P	III	II	II	IV	IV
q	5	5	5	5	4
r	(2)3	3'	2(3)	1	4(5)
s	5	(4)5	(4)5	5	4
al	13.0	30.2	24.1	5.4	5.9
fm	60.3	37.3	48.4	81.9	86.7
c	18.7	20.2	12.4	6.3	6.6
alc	7.9	12.4	15.1	6.3	0.8
si	88.3	128.9	139.0	102.2	104.2
ti	6.25	3.21	0.93	0.24	0.84
p	0.13	0.32	0.16	0.24	0.12
k	0	0.09	0.11	0.04	0.29
mg	0.53	0.58	0.73	0.71	0.84

l'acception de YODER et TILLEY (1962) elles doivent porter le nom de tholéi-ites ou de tholéiites à olivine.

La nature et les caractères de l'ensemble des méta-ophiolites piémontaises, où certains types lithologiques montrent des différences systématiques par rapport aux autres, peuvent déjà s'étudier à partir des analyses actuellement disponibles dans la littérature. On notera seulement les teneurs des gabbros en Mg, généralement plus fortes que dans les diabases et dans les prasinites (cf. BOCQUET et DAL PIAZ, 1974). Mais de nombreuses analyses sont encore nécessaires pour mettre en évidence des différences entre massifs et aussi d'éventuels échanges chimiques accompagnant des différences de faciès pétrographiques.

Autres zones internes ; zones externes

SOCLE PENNIQUE INTERNE

Les affleurements en France des massifs cristallins internes étant réduits à la seule extrémité SW du Grand Paradis, leur pétrographie et leurs paragenèses ne seront pas discutées ici. Certaines données minéralogiques ont été reprises dans la première partie à titre de comparaison avec celles provenant d'autres zones. Un résumé de la pétrographie et des métamorphismes du Mont Rose, du Grand Paradis et de Dora-Maira se trouve dans la légende de la carte métamorphique des Alpes (ZWART *et al.*, 1973 ; BOCQUET, DAL PIAZ *et al.*, sous presse). Des études détaillées récentes sont entre autres :

- pour le Mont Rose, celles de BEARTH (1952), DAL PIAZ (1964, 1971a), REINHARDT (1966), WETZEL (1972) ;

- pour le Grand Paradis, celles de MICHEL (1953), J.M. BERTRAND (1968), CALLEGARI *et al.* (1969), COMPAGNONI et PRATO (1969) ; POLINO (1974) ; COMPAGNONI et LOMBARDO, 1974 ; COMPAGNONI *et al.* (1974) ;

- pour Dora-Maira, celles de VIALON (1966, 1967), BORTOLAMI et DAL PIAZ (1970), MICHARD (1967).

Les séries qui y affleurent comprennent suivant les régions, de haut en bas, sous des quartzites et schistes du Permo-Trias parfois présents :

- des micaschistes et gneiss clairs et d'autres roches attribuées au Permien,
- des micaschistes à graphite attribués au Carbonifère,
- des granites,
- une série ancienne avec gneiss ocellés, amphibolites, etc.

AUTRES ZONES

Aucune étude personnelle n'a été effectuée dans les zones externes, dans la zone subbriançonnaise et les flyschs de l'Embrunais-Ubaye, à quelques rares exceptions près. Par la faiblesse, ou même l'absence des transformations qu'elles présentent, certaines de ces zones sortaient du premier cadre fixé pour cette étude. D'autres régions sont actuellement étudiées, ou l'ont été récemment, du point de vue du métamorphisme alpin, par d'autres chercheurs. Parmi celles-ci la plus atteinte par le métamorphisme alpin est le Mont Blanc,

comme le montrent les travaux de von RAUMER. On se bornera ici à citer les références et résultats principaux.

a) Dans la zone *subbriançonnaise*, dont la série triasico-éocène et la structure ont été détaillées, en France, par BARBIER (1948) entre l'Arc et l'Isère, DEBELMAS (1955) dans les Hautes Alpes et ANTOINE (1971) pour les Brèches de Tarentaise aux environs de la frontière franco-italienne, on ne voit que fort peu de recristallisations. Le mode d'approche est ici avant tout celui de la cristallinité de l'illite et on renverra aux travaux en cours d'APRAHAMIAN.

Le petit massif cristallin de Hautecour, au Nord de Moutiers en Savoie (MICHEL, 1958), qui renferme des micaschistes, gneiss et amphibolites, montre une chloritisation peut-être due aux phénomènes alpins.

b) La série mésozoïque-éocène de la zone *ultradelphino-helvétique* (BARBIER, 1948) est elle aussi du ressort des méthodes d'étude d'anchizone (APRAHAMIAN, 1974 et travaux en cours).

c) Parmi les massifs *delphino-helvétiques* ceux des Aiguilles Rouges et du Mont Blanc (von RAUMER, 1969, 1971, 1974 ; POTY, 1969 ; etc.) montrent les néoformations suivantes : laumontite, pumpellyite, prehnite, albite, feldspath potassique, sphène, calcite et chlorite (ces huit minéraux sont aussi représentés dans les Aiguilles Rouges) ; dans le Mont Blanc seulement : stilpnomélane, épidote s.l., zoïsite, actinote, amphibole bleu vert, biotite verte et peut-être phengite, albite, chlorite, sphène (et grenat dans des fissures). Une progression zonéographique y est mise en évidence et les rapports pétrogénétiques semblent indiquer l'existence de deux stades dans les transformations métamorphiques alpines, avec amphibole bleu vert, zoïsite, clinozoïsite et phengite antérieures aux autres minéraux de néoformation du Mont Blanc.

Dans les massifs de Belledonne, du Rocheray-Chatelard et des Grandes Rousses, les détails des néoformations alpines ne sont pas connus. On a l'habitude de leur attribuer au moins de la chlorite, de l'albite, peut-être de l'actinote et du stilpnomélane. La pumpellyite et la prehnite ont été identifiées dans le massif du Pelvoux (LACROIX, 1962 ; SALIOT, 1973).

Ces mêmes minéraux et le stilpnomélane sont présents dans l'Argentera (CALLEGARI, in BOCQUET, DAL PIAZ *et al.*, sous presse ; COMPAGNONI *et al.*, 1974). Dans ces massifs aussi des recherches détaillées sont encore nécessaires pour déterminer l'étendue des phénomènes métamorphiques alpins et voir dans quelle mesure leur sont dues les dernières transformations, d'intensité faible, subies par leurs séries cristallines.

d) Dans la série de couverture *delphino-helvétique* couches charbonneuses du Carbonifère des environs de La Mure ont donné quelques valeurs d'indice de carbonation (carbon ratio) (SARROT-REYNAULD, 1961).

Dans la série mésozoïque à dominante marno-calcaire, l'approche des massifs cristallins se marque par le passage de la zone à diagenèse à l'anchizone, déterminé par la méthode de la cristallinité de l'illite (au niveau du Mont Blanc-Aiguilles Rouges : KUBLER, 1969 ; KUBLER *et al.*, 1974 ; au niveau de Belledonne et du Pelvoux : APRAHAMIAN, 1974, in ZWART *et al.*, 1973 et in BOCQUET, DAL PIAZ *et al.*, sous presse). Plus au Sud l'isograde du

du début de l'anchizone déborde le front de la nappe des Flyschs de l'Embrunais (DUNOYER de SEGONZAC, 1969 ; ARTRU, 1972 ; SIDDANS, 1974 ; etc.). Le reste de la couverture est situé dans une zone de diagenèse où l'expression de faciès métamorphique ne s'applique plus, mais plutôt celle de "faciès tectonique" (CLIFF *et al.*, 1971). Il faut rappeler ici l'existence de phlogopite vert dans les spilites et sédiments triasiques associés (dolomie et gypse) au SW de Belledonne (VIALON, 1968 ; BOCQUET, 1971 ; voir les données et discussion dans BOCQUET, DELALOYE et VIALETTE, 1974).

Les sédiments volcano-détritiques du Tertiaire inférieur (grès de Taveyannaz, grès du Champsaur) ont fourni pumpellyite, prehnite, laumontite, et d'autres zéolites permettant, dans les points bien étudiés, d'établir une zonéographie (MARTINI et VUAGNAT, 1965, 1970 ; MARTINI, 1968 ; SAWATZKI et VUAGNAT, 1971 ; SAWATZKI, 1972 ; KUBLER *et al.*, 1974). L'anchizone telle qu'elle est déterminée par la cristallinité de l'illite débute à peu près en même temps que l'association pumpellyite-prehnite dans les sédiments adéquats (FREY et NIGGLI, 1971 ; APRAHAMIAN, 1974).

e) Les nappes de flysch de l'Embrunais-Ubaye (KERCKHOVE, 1969) sont en partie situées dans l'anchizone (DUNOYER de SEGONZAC, 1969 ; APRAHAMIAN, 1974). A la base du Flysch à Helminthoïdes existent quelques lentilles ophiolitiques qui ont été citées plus haut.

Considérations pétrogénétiques

Dans le tableau 38 sont rappelées les listes des minéraux métamorphiques alpins présents dans les différentes unités des Alpes françaises. Ces listes ne constituent pas des paragenèses en équilibre, mais comportent chacune des successions de paragenèses et réunissent des groupes de paragenèses exprimées dans des endroits différents d'une même zone.

Dans les Alpes internes le métamorphisme alpin a donné un stade à amphibole sodique, qui a évolué vers des paragenèses où cette amphibole a été altérée, le stade final comportant notamment l'association chlorite + albite. Les principales différences entre les paragenèses de chaque unité résident dans la présence ou l'absence d'une part de la lawsonite (+ pumpellyite), d'autre part des pyroxènes jadéitiques ou omphacitiques. La présence, dans certains cas privilégiés, d'une orientation nouvelle nette des minéraux de la dernière association permet d'affirmer qu'il s'agit d'une nouvelle phase de métamorphisme, chronologiquement distincte.

Dans les zones de la chaîne situées en position plus externe (zone houillère, zone subbriançonnaise, zone ultradelphino-helvétique et zone delphino-helvétique), qui sont dépourvues d'amphibole sodique, une succession de paragenèses est plus difficile à mettre en évidence, si tant est qu'elle existe.

Le sujet de ce chapitre est de discuter les associations minérales à la lumière des données pétrologiques expérimentales, afin d'en tirer les conditions P-T(-X) de leur formation.

CRITERES D'EQUILIBRE MINERALOGIQUE OU DE SUCCESSION

L'équilibre peut être stable ou métastable et dans ce cas correspond au minimum d'énergie de formation. Les paragenèses minérales sont dans la nature plus facilement stables que dans les expériences de laboratoire, quoi qu'on connaisse des associations métastables qui ont persisté au cours de temps géologiques (MAC KENZIE, 1965). Comme il n'existe pas de critère permettant de déterminer si on a affaire à un équilibre stable ou métastable (FYFE, 1960), on parlera de critères d'équilibre sans préciser la nature de celui-ci. Ces critères ont été implicitement utilisés dans les descriptions pétrographiques du chapitre précédent.

Tableau 38. - Listes des minéraux de cristallisation alpine dans les différentes unités.
Ces minéraux peuvent dater de plusieurs stades successifs de cristallisation. Le quartz et plusieurs minéraux accessoires (ap, hé, ma, etc.) ne sont pas cités.

couverture delphino-helvétique	massifs cristallins externes	zone houillère
albite illite → micas blancs chlorite actinote-trémolite heulandite laumontite prehnite pumpellyite sphène carbonates	albite feldspath potassique phengite ? biotite verte chlorite stilpnomélane actinote-trémolite amphibole bleu vert épidotes zoisite laumontite stilbite et autres zéolites prehnite pumpellyite sphène carbonates	albite mica blanc chlorite stilpnomélane biotite verte } gneiss Sapey amphibole bleue } actinote-trémolite épidotes lawsonite } pumpellyite } microdiorites prehnite } sphène rutile carbonates
couverture briançonnaise carbonatée	couverture briançonnaise siliceuse	socle briançonnais
albite phengite paragonite chlorite biotite verte stilpnomélane chloritoïde pyrophyllite amphiboles bleues ferrifères ferrocarpholite Mg aegyrine épidote diaspore deerite sphène carbonates	albite phengite biotite verte chlorite stilpnomélane chloritoïde amphiboles bleues jadéite pyroxène aegyrinique épidotes sphène rutile carbonates	albite phengite paragonite biotite verte, rarement brune chlorite stilpnomélane chloritoïde ferroglaucophane, crossite amphibole bleu vert actinote-trémolite pyroxène jadéitique épidotes sphène rutile carbonates

Tableau 38. - Listes des minéraux de cristallisation alpine dans les différentes unités (suite)

Schistes lustrés banaux	Schistes lustrés faciès particuliers voisins des ophiolites (Queyras)	Schistes lustrés partie E
albite phengite paragonite chlorite carbonates	albite feldspath potassique ?? phengite paragonite chlorite stilpnomélane amphiboles bleues actinote-trémolite carpholite aegyrine épidotes lawsonite deerite sphène rutile carbonates	albite micas blancs chlorite chloritoïde amphibole bleu vert épidotes grenat sphène rutile carbonates
ophiolites Versoyen	ophiolites Queyras	ophiolites SW Gd Paradis (zone Zermatt-Saas s.l.)
albite mica blanc biotite verte chlorite chloritoïde amphibole bleue amphibole bleu vert jadéite épidotes pumpellyite grenat sphène rutile carbonates	albite mica blanc biotite verte chlorite amphiboles bleues actinote-trémolite jadéite pyroxène aegyrinique zoisite épidotes lawsonite pumpellyite titanoclinohumite sphène rutile carbonates	albite mica blanc biotite verte chlorite (stilpnomélane) amphibole bleue amphibole bleu vert pyroxène chloromélanitique épidotes grenat sphène rutile carbonates

1. *Un minéral n'est pas à l'équilibre s'il est zoné.* Cette zonation peut être primitive, c'est-à-dire être une zonation de croissance : ou bien, sous l'effet de nouvelles températures et pressions, une autre composition est devenue stable, ou bien certains éléments se sont faits rares après avoir été utilisés abondamment au départ (fractionnement). La zonation peut être aussi l'effet d'une diffusion postérieure à la cristallisation. Ce phénomène de diffusion a été étudié dans des grenats (de BETHUNE *et al.*, 1974) et invoqué pour des amphiboles bleues (BOCQUET, 1974d) (*cf.* partie minéralogique). Le fractionnement pourrait expliquer les différences de teneur en Fe [Fe²⁺ ?] des amphiboles sodiques, traduites par leur coloration plus intense près des pyroxènes magmatiques qu'elles ont altérés. Des zonations ont été observées aussi dans des amphiboles bleu vert et des pyroxènes sodiques.

Les hétérogénéités de composition qui peuvent exister dans les lamelles de mica blanc, révélées par des études à la microsonde (LADURON et MARTIN, 1969 ; LADURON, 1974 ; FIORA, 1974) ne constituent pas des zonations, mais des juxtapositions intriquées de minéraux de composition différente (paragonite-phengite-muscovite) qui ne montrent pas de solution solide complète entre eux.

2. *Une association minérale faite de plus de phases que ne le permet le nombre de composants d'après la règle des phases n'est pas en équilibre.* Elle traduit la coexistence de paragenèses successives. C'est le cas rencontré surtout dans des roches massives, magmatiques ou déjà métamorphisées avant les événements alpins, où les échanges d'éléments entre les grains et l'arrivée d'une phase fluide n'ont pas été facilités par des discontinuités mécaniques et n'ont pas abouti à l'équilibre. Les roches massives sont celles où il faut rechercher des reliques des faciès cristallins anté-alpins et de chacun des stades métamorphiques alpins successifs. Ce critère est valable dans la mesure où les paramètres du système sont strictement définis.

3. *Des minéraux, de même espèce, de dimensions très dissemblables ne sont pas en équilibre,* quoiqu'une légère hétérogénéité de taille peut exister dans le cas d'espèces minérales différentes. Ce critère permet d'identifier des grains détritiques (par exemple, quartz, feldspath et micas dans la zone houillère), des minéraux de cristallisation métamorphique anté-alpine (grenats et micas du socle briançonnais) et aussi de séparer des minéraux issus de phases métamorphiques alpines successives.

4. *Des minéraux d'espèces différentes en contact franc l'un avec l'autre sont le plus souvent à considérer comme étant en équilibre.* La limite entre eux est alors rectiligne ou faite de tronçons rectilignes et correspond à des éléments cristallographiques des minéraux en contact (*in* KRETZ, 1966). Toutefois il faut en distinguer le cas où les bordures d'un cristal préexistant peuvent orienter la croissance d'un minéral ultérieur ; c'est l'interprétation qu'on a donnée à la biotite verte dont les clivages sont parallèles à ceux d'une amphibole sodique (pl. M c).

5. *Des minéraux de la même espèce ont, à l'équilibre, des formes cristallographiques simples avec des contacts traduisant un minimum d'énergie libre interfaciale* (voir par exemple KRETZ, 1966 ; SPRY, 1969). Les "points triples" (points de jonction de 3 grains faisant entre eux des angles d'environ 60°) sont fréquents. C'est l'aspect en mosaïque, polygonal, du quartz par exemple].

6. Un des critères les plus évidents de *succession entre deux minéraux* réside dans le *phénomène d'altération de l'un par l'autre*, surtout lorsque celle-ci consiste en une pseudomorphose : par exemple celle d'amphibole sodique en calcite ou en chlorite + albite + mica blanc, figurée plus haut (pl. L b à d ; pl. M a, b) et la chloritisation ou l'épidotisation du grenat. Lorsqu'un minéral en altère un autre le contact entre eux n'est ni franc, ni en général constitué par des plans cristallographiques.

7. *Un minéral inclus poecilitequement dans un autre lui est antérieur.* La reconnaissance de la succession est facile lorsque les minéraux inclus conservent une structure déformée que scelle le grain poecilitique ; ce sont les inclusions de l'albite, du grenat, de la lawsonite, de l'amphibole bleue, de l'épidote, etc. (pl. E b, F a, K a, b, N e, O b à e, P a à d, Q e). Toutefois la signification de certaines inclusions peut parfois ne pas être celle d'un déséquilibre. Un exemple en est donné par les granules de sphène ou les aiguilles de rutile, souvent inclus dans des amphiboles sodiques : ils constituent la fraction titanée d'une amphibole ou d'un pyroxène altéré par l'amphibole sodique qui n'en a pas accepté une telle teneur dans son réseau. Dans ce cas le sphène est à interpréter comme étant la forme du titane en équilibre avec l'amphibole sodique.

8. *La disposition des minéraux suivant des directions structurales différentes indique une succession* (et fréquemment, mais pas nécessairement, un déséquilibre entre eux). Il peut s'agir de deux schistosités différentes, ou de filonnets recoupant une schistosité, etc.

RAPPEL DES PARAGENÈSES ET SUCCESSIONS RENCONTRÉES

Le tableau suivant (tableau 39) montre les successions et équilibres observés dans la zone briançonnaise et la zone piémontaise, telles qu'elles peuvent être interprétées à partir des critères ci-dessus. Il faut remarquer que ce tableau résume des données provenant de régions différentes et concernent des minéraux dont il peut exister plusieurs stades successifs de cristallisation. Il ne s'agit donc pas d'un tableau où l'abscisse ait une valeur chronologique. Ce tableau appelle plusieurs commentaires :

1. Dans la première colonne sont cités les minéraux antérieurs au métamorphisme alpin, qui ont subsisté à l'état de reliques. D'autres minéraux de ces paragenèses antérieures ont complètement disparu : il s'agit notamment des plagioclases magmatiques ou métamorphiques anciens, dont on retrouve au maximum la forme (par exemple dans les "microdiorites" et autres roches éruptives de chimisme intermédiaire de la zone houillère, où l'ancien plagioclase est pseudomorphosé par une association d'albite et de silicates calciques). Dans le socle briançonnais les paragenèses anté-alpines sont au nombre d'au moins deux : l'une à disthène, staurotide et grenat (faciès amphibolite de pression intermédiaire, ou élevée), l'autre à biotite et muscovite (faciès indéterminé).

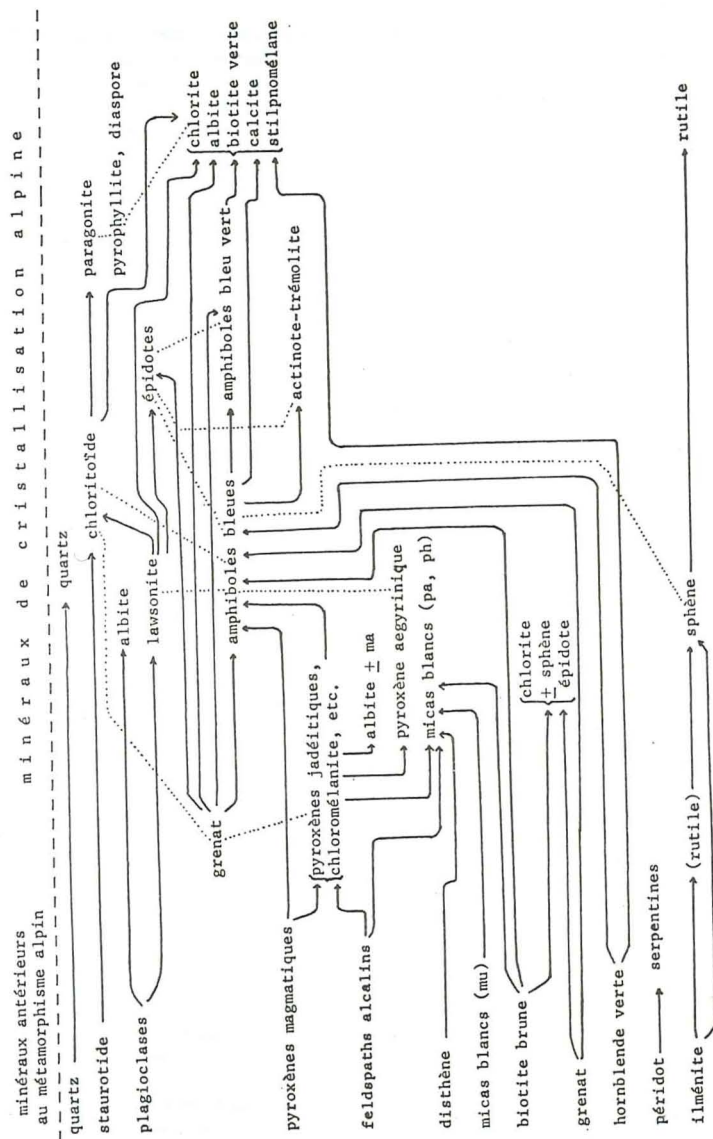


Tableau 39. - Tableau des successions observées entre les minéraux. Les lignes pointillées représentent des équilibres. Il faut souligner que les flèches indiquent des successions, non des réactions, et que l'horizontale ne constitue pas une échelle de temps exacte.

2. Les flèches indiquent dans ce tableau des successions, non des réactions : il n'y a pas - pas toujours - une équivalence chimique entre les minéraux ou associations reliées par des flèches. Les réactions seront écrites plus loin.

3. Un minéral qui participe au remplacement d'un autre a pu, au cours d'un stade antérieur, être stable avec lui. Il suffit pour cela que les conditions du milieu aient évolué et que le champ de stabilité du second soit plus restreint que celui du premier.

4. A l'exception de l'ilménite, dont dérivent souvent sphène et rutilé, et d'une partie de la magnétite, les minéraux opaques ne sont pas cités dans ce tableau. L'hématite est très largement répandue ; la magnétite et les matières charbonneuses sont communes.

LES FACIES METAMORPHIQUES

a) Les minéraux suivants ne sont pas remplacés par d'autres et constituent donc la dernière paragenèse :

quartz, chlorite, albite, biotite verte, stilpnomélane, actinote-trémolite, micas blancs, calcite, épidote, (chloritoïde ?), minéraux accessoires.

La biotite verte et le stilpnomélane peuvent coexister, soit dans deux lits d'une même roche, par exemple les metabasites rubanées du socle Briançonnais, le stilpnomélane préférant les lits leucocrates et la biotite se mêlant à la chlorite dans les lits mafiques, soit même dans une même roche homogène, par exemple dans certains échantillons du métagranite de Vanoise. Mais on n'a pas observé de relation de remplacement ou de juxtaposition entre les deux minéraux.

Cette association correspond au faciès schistes verts, tel qu'il est défini notamment par TURNER (1968) et plus précisément à la partie supérieure, la zone à chlorite, de ce faciès. Elle correspond aussi au métamorphisme de bas degré de WINKLER (1970) : "low stage", ou mieux "low grade metamorphism" (WINKLER, comm. pers.). En d'autres termes, c'est un faciès barrovien (fig. 97).

La zone à biotite (biotite brune), partie de degré plus élevé du faciès schistes verts, débute plus à l'Est, à la hauteur ou à l'intérieur des massifs penniques internes (BOCQUET, 1971 ; CHATTERJEE, 1971 ; CHIESA *et al.*, 1974 et *in* BOCQUET et Coll., 1974).

Dans les parties externes de la chaîne, une paragenèse à pumpellyite-prehnite définit le faciès de métagrauwacke à pumpellyite-prehnite de COOMBS (1960) et de TURNER, ou le degré très faible ("very low grade") de métamorphisme de WINKLER. Avec la laumontite on entre dans le faciès à zéolites de TURNER. Par les études de FREY et NIGGLI (1971), de FREY *et al.* (1973), de KISCH (1974) et d'APRAHAMIAN (1974), on sait que l'anchizone définie par la cristallinité de l'illite débute à peu près avec le faciès à pumpellyite-prehnite et que la laumontite appartient encore à la zone de diagenèse.

b) Entre les paragenèses métamorphiques anté-alpines et magmatiques et cette paragenèse de schistes verts de bas degré existent plusieurs associations alpines successives, dont les minéraux montrent des phénomènes de remplacement les uns par les autres. Ces paragenèses correspondent en partie au "very low grade" de WINKLER, en partie à son "low grade". Les unes sont celles, à jadéite, glaucophane, lawsonite + pumpellyite, des méta-ophiolites du Queyras et de la haute Ubaye, celles à glaucophane + jadéite du socle briançonnais et celles à glaucophane, lawsonite + pumpellyite des méta-ophiolites piémontaises à la hauteur de la Vanoise. Les autres, à pyroxène sodique (omphacite, chloromélanoite), grenat, glaucophane, sont celles des roches vertes piémontaises en bordure SW du Grand Paradis. Ces dernières paragenèses se rattachent aux paragenèses éclogitiques souvent conservées de la zone Zermatt-Saas s.l. en Piémont et en Valais. Dans la classification de TURNER il s'agit du faciès de schistes à glaucophane-lawsonite, du faciès de transition à épidote-glaucophane et du sub-faciès à éclogite associé aux schistes à glaucophane.

Il peut sembler plus prudent de ne pas parler de faciès éclogitique, mais seulement de paragenèses éclogitiques, celles-ci se développant dans divers milieux de pressions et températures différentes (SMULIKOVSKI, 1961, 1968, 1972 ; BEARTH, 1965 ; COLEMAN et al., 1965 ; GHENT et COLEMAN, 1973 ; etc.). Mais dans le cadre des metabasites éclogitiques des Alpes internes la paragenèse éclogitique représente bien un stade de l'évolution métamorphique. On en verra une discussion approfondie dans BEARTH (1967, 1970, 1973), FRY et FYFE (1969, 1971), BEARTH et STERN (1971).

L'amphibole bleu vert altérant le glaucophane s.l. est en partie une hornblende subcalcaïque, en partie une actinote subcalcaïque (classification de LEAKE). Il ne s'y associe le plus souvent pas de grenat. Le plagioclase associé est toujours de l'albite et la présence de cette hornblende n'indique pas le faciès amphibolite. Celui-ci n'apparaît dans les Alpes occidentales que dans la partie orientale du Mont Rose, lorsque l'albite est remplacée par l'oligoclase, puis le chloritoïde par le staurolite.

Dans la région étudiée les grenats sont présents dans quatre milieux :

- dans le socle briançonnais, où ils sont considérés comme appartenant à un faciès anté-alpin (cf. p. 267 ; BOCQUET, 1974c, e) ;
- dans certaines méta-ophiolites, associés au pyroxène sodique et en déséquilibre avec la paragenèse à chlorite, où ils constituent des reliques d'une paragenèse éclogitique ;
- dans les rodingites où leur formation est liée aux phénomènes de rodingitisation-serpentinisation et donc indépendante, au moins en partie, du métamorphisme régional alpin ;
- dans les Schistes lustrés de la partie la plus orientale de la région étudiée, où ils sont de cristallisation relativement précoce. En effet ils sont hélicitiques, la partie centrale des grains englobant de fines inclusions titanées et charbonneuses dessinant une structure plissée antérieure à la schistosité principale de la roche. Sa croissance s'est effectuée en deux stades de cristallisation, avec phénomènes intermédiaires de résorption et diffusion de Mn, comme le montrent les profils à la microsonde (BOCQUET, LADURON et de BETHUNE, sous presse). Leur composition est riche en spessartine dans la partie centrale des grains. On sait, quoique la question soit dans une certaine mesure discutée (cf. discussion dans MIYASHIRO et SHIDO, 1973), qu'un grenat riche en spessartine est stable dans les faciès de métamorphisme faible.

LES REACTIONS ET LEURS CONDITIONS EXPERIMENTALES D'EQUILIBRE

Très peu des transformations résumées dans le tableau 39 sont isochimiques ou s'écrivent par des relations simples. Il s'agit le plus souvent de remplacements dans lesquels interviennent, de chaque côté de l'équation, de nombreux minéraux libérant ou absorbant des éléments. Les réactions sont donc le plus souvent couplées et les schémas qui peuvent les représenter s'apparentent aux figurations complexes équilibrées de CARMICHAEL (1969).

Les courbes déterminées expérimentalement pour une réaction précise constituent des repères dont l'extrapolation au domaine de stabilité réel du minéral demande de la prudence. La différence entre la composition des minéraux naturels et celle des systèmes synthétiques simples qui sont ceux le plus souvent étudiés expérimentalement, introduit une autre limitation.

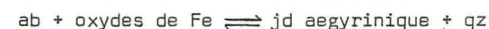
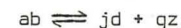
A côté des transformations d'un minéral en un autre, les variations dans la composition d'une même espèce minérale (zonation, juxtaposition de grains de composition différente) peuvent donner des indications sur le sens de variation des conditions P-T-X. Ce sont les "minéraux à composition variable", suivant l'expression utilisée par LADURON (1974).

Des imprécisions expérimentales et des discordances entre divers résultats expérimentaux, ou entre ceux-ci et les observations en milieu naturel, sont probablement à attribuer moins à des erreurs expérimentales qu'à des défauts dans l'identification des produits obtenus : ceux-ci peuvent ne pas être identiques aux produits naturels, soit dans leurs caractères cristallographiques, soit dans la stoechiométrie de leur formule. Ces embûches ont été discutées à propos des silicates d'alumine par ZEN (1969) et par HOLDAWAY (1971). Elles seront évoquées à propos des amphiboles bleues.

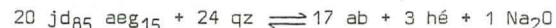
1. Pyroxène sodique

Les différentes espèces de pyroxène sodique sont présentes dans la région étudiée : jadéite presque pure ou pyroxène jadéitique dans la série siliceuse briançonnaise (socle et Paléozoïque supérieur - Werfénien), dans des roches acides et des méta-ophiolites du Queyras méridional ; chloromélanoite (?) dans les méta-ophiolites du SW du Grand Paradis (l'omphacite existe seulement plus à l'Est, hors de la région étudiée) ; aegyrine dans les séries siliceuses ou carbonatées briançonnaises et dans des méta-ophiolites et des gisements ferri-fères de la zone piémontaise. La jadéite assez pure est souvent issue de la fraction albitique d'orthoclases (Acceglio, Ambin). Le pyroxène chloromélanoitique, comme l'omphacite des ophiolites situées plus à l'Est, dérive du pyroxène magmatique. Ces pyroxènes sodiques sont ensuite remplacés par des amphiboles bleues ou bleu vert ou par la chlorite. De son côté, l'aegyrine ne montre pas de phénomène de remplacement.

Les réactions impliquées sont :

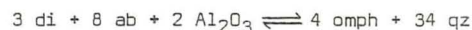


Pour une proportion de 15 % d'aégyrine en solution solide avec la jadéite la réaction s'écrit stoechiométriquement :

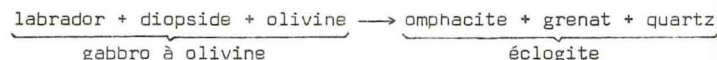


La soude en excès peut être absorbée par quelque minéral sodique cristallisant en même temps que se détruit le pyroxène sodique, par exemple la paragonite dont la présence est signalée dans les produits de destruction (LEFEVRE, 1974), ou des amphiboles sodiques que l'on a décrites plus haut dans les altérations de pyroxène jadéitique.

La naissance d'omphacite dans un gabbro à diopside peut être due à une réaction du genre suivant, où intervient la molécule d'albite du plagioclase :



BEARTH (1962) a proposé une réaction globale :



L'alumine nécessaire peut se trouver dans le pyroxène si la composition de celui-ci comporte la molécule de Tschermak-Ca, de même le fer dans une salite, pour donner un pyroxène sodique plus chloromélanitique. La réaction libère SiO_2 (en provenance de l'albite, source du Na), que l'on ne retrouve pas sous forme de quartz dans les roches en question. La formation du grenat peut en absorber une partie, mais il faut plutôt chercher à écrire autrement la réaction $\text{pyr} + \text{plag} \rightarrow \text{pyr Na} + \text{gr}$.

Si d'autres minéraux permettent de fixer la température, les pyroxènes sodiques constituent de bons géobaromètres.

Le champ de stabilité de la jadéite pure a fait l'objet de plusieurs essais de détermination depuis que l'appareillage de haute pression a été construit. Ce champ, assez vaste, correspond à des pressions élevées et à des températures relativement faibles. Il est notablement restreint par la présence de quartz dans le système : l'albite se forme alors dans une grande partie du champ où la jadéite serait stable en l'absence de silice libre. Il faut remarquer que dans les Alpes occidentales la jadéite est généralement associée à du quartz.

Les déterminations les plus précises de l'équilibre $\text{ab} \rightleftharpoons \text{jd} + \text{qz}$ ont été faites conjointement par six laboratoires avec l'appareil de haute pression de BOYD et ENGLAND (piston-cylindre) et ont donné la valeur moyenne de $16,3 \text{ kb} \pm 1$ pour 600°C (JOHANNES *et al.*, 1971 ; voir aussi JOHANNES et PUHAN, 1971, leur fig. 5). Cette valeur a été confirmée ($16,4 \text{ kb} \pm 0,5$) au moyen d'un appareillage hydrostatique (BIRCH-BRIDGMAN nitrogen-gas apparatus) (HAYS et BELL, 1973). Ces valeurs sont inférieures de 0,5 à 2 kb à celles trouvées expérimentalement ou calculées antérieurement (fig. 87).

L'introduction de la molécule diopside fait diminuer les pressions nécessaires pour la stabilité du pyroxène sodique en présence de quartz (KUSHIRO, 1965, 1969, pour des températures supérieures à 1000°C ; WIKSTRÖM, 1970, pour $450-650^\circ\text{C}$). La teneur en jadéite de l'omphacite croît en fonction directe de la pression et en fonction inverse de la température (fig. 87).

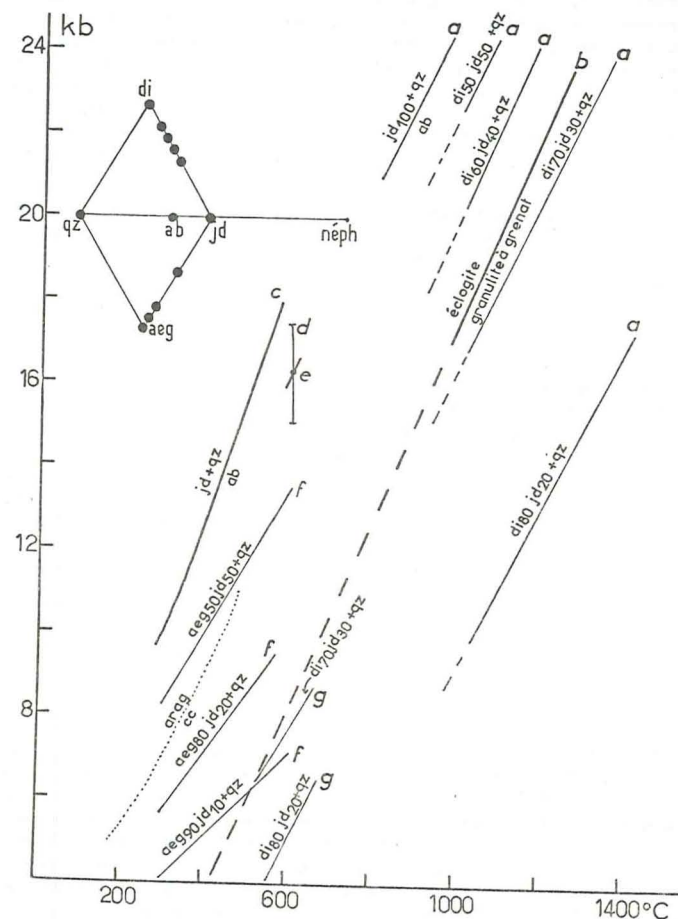


Fig. 87. - Données expérimentales concernant les pyroxènes sodiques.
a. Kushiro (1969). b. Ringwood et Green (1966). c. Johannes et Puhon (1971).
d. Johannes *et al.* (1971). e. Hays et Bell (1973). f. Popp et Gilbert (1972).
g. Wikström (1970).
En pointillé la courbe calcite \rightleftharpoons aragonite (Johannes et Puhon, 1971).

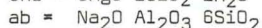
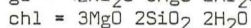
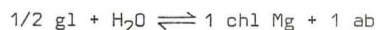
L'effet du fer est analogue (POPP et GILBERT, 1972) : d'après ces auteurs, en présence de quartz, une aegyrine $\text{aeg}_{90}\text{jd}_{10}$ est stable à 600°C et 7 kb, ou 300°C et 8 kb (fig. 87). Ces chiffres dérivent de calculs et ont été confirmés par les auteurs entre 500 et 600°C. Toutefois, comme l'ont montré les expériences de JOHANNES *et al.*, pour la composition jd_{100} , les valeurs obtenues pour la pression sont peut-être un peu trop élevées ici aussi. L'aegyrine est stable pour un domaine assez vaste de température, mais celui-ci semble fonction de la fugacité de l'oxygène (expériences d'ERNST sur la riebeckite, 1962).

Effectuées à des températures de 900 à 1250°C les expériences sur la transformation de différents basaltes en éclogites (RINGWOOD et GREEN, 1966 ; GREEN et RINGWOOD, 1967) doivent être extrapolées pour les températures plus basses : environ 10 kb/640°C ; 6 kb/500°C pour la limite entre une association de granulite à grenat (pyr+gr+plag) et une association éclogitique (pyr+gr) (fig. 87).

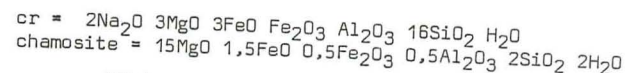
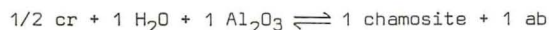
D'après les données expérimentales, le domaine où sont stables l'omphacite et les paragenèses éclogitiques est plus vaste que celui à jadéite. Or sur le terrain, on voit la région où la jadéite est présente recouvrir et dépasser celle d'omphacite et éclogite : dans les Alpes occidentales, là où il y a de l'omphacite et des paragenèses éclogitiques dans les metabasites, il y a de la jadéite dans les lithotypes plus acides, mais l'inverse n'est pas vrai. Cela implique l'existence d'une limite inférieure aux associations à omphacite et la position de cette limite à l'intérieur du domaine de stabilité de la jadéite. D'après les connaissances expérimentales actuelles, on peut attribuer au domaine à jadéite seule, par rapport à celui où apparaissent aussi l'omphacite et les paragenèses éclogitiques, soit une pression plus forte, soit une température plus faible, en somme donc un gradient T/P plus faible.

2. Amphibole sodique

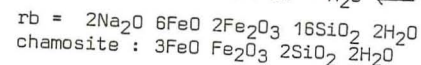
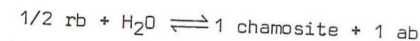
Les amphiboles sodiques sont dans certains cas postérieures aux pyroxènes sodiques (séries siliceuses briançonnaises, méta-ophiolites piémontaises au SW du Grand Paradis), dans d'autres cas contemporaines, au moins grossièrement (Queyras méridional). Riebeckite et aegyrine se montrent contemporaines dans des associations ferrifères de la couverture briançonnaise ou des schistes lustrés. Elles apparaissent par altération d'amphiboles vertes ou de pyroxènes magmatiques dans les metabasites. L'altération ou la pseudomorphose des amphiboles sodiques se font en des produits très divers : amphibole bleu vert, chl + ab + hé + bi v, stlp, cc, micas blancs. Ces remplacements ne sont isochimiques que dans le cas : $\text{gl s.l.} \rightarrow \text{chl} + \text{ab} + \text{hé}$. Cette réaction peut s'écrire stoechiométriquement :



ou :



ou :



En fait les proportions Fe/Mg dans la chlorite altérant l'amphibole sodique sont souvent plus faibles que dans l'amphibole (fig. 18, p. 87) et la présence courante de granules d'oxydes de fer dans les pseudomorphoses le confirme. Les formules écrites avec d'autres termes que gl_{100} , rb_{100} et chlorite de composition théorique impliquent notamment un apport d'alumine (par exemple dans la réaction écrite pour la crossite ci-dessus) et donc des réactions complexes avec d'autres minéraux.

Les données expérimentales concernant les amphiboles sodiques sont dues à ERNST (1960, 1961, 1962, 1963b, résumé dans 1968), HOFFMANN (1972), BOCQUET et MOH (1973) et MARESC (1973, 1974). Elles sont rassemblées dans la fig. 88. Les paramètres réticulaires de tous les produits synthétisés dépassent ceux des minéraux naturels. Deux polymorphes, glauc I et II, ont été individualisés par ERNST qui en cherche la cause dans le degré d'ordre des cristaux, le deuxième se rapprochant déjà plus des minéraux naturels. Le minéral synthétisé par MARESC possède les paramètres réticulaires les plus proches de ceux du glaucophane naturel, mais cet auteur a montré que les amphiboles synthétisées dans les conditions du glaucophane II, le polymorphe le plus ordonné, diffèrent des glaucophanes par une substitution $2\text{Mg} \rightleftharpoons \text{Na Al}$: en effet, pour une composition de départ correspondant au glaucophane vrai, les produits obtenus à pressions élevées (28 kb) sont une association de $\text{jd} + \text{gl} + \text{qz}$. Les amphiboles obtenues en dessous de 7 kb ("glaucophane I" d'ERNST) ont en fait une composition voisine de celle des magnésiorichtérites. Il n'y a donc pas de polymorphisme entre les produits synthétisés par ERNST.

Les observations de terrain, non seulement dans les Alpes, mais aussi ailleurs (MISCH, 1959 ; E.H. BROWN, 1974 ; etc.) n'appuient pas l'idée émise par de ROEVER (1972) sur la base des données d'ERNST que la crossite serait plus exigeante du point de vue des pressions que le glaucophane.

Les faciès fibreux crocidolitiques des amphiboles sodiques riches en fer ne nécessitent pas, pour leur formation, de conditions P-T sévères, comme le montrent leurs gisements dans les formations métallifères peu métamorphiques (GRUBB, 1971 ; FRENCH, 1973). Par ailleurs les gisements de riebeckite la montrent dans des régions faiblement métamorphiques ou même diagénétiques (dans les Alpes : NIGGLI *et al.*, 1956 ; FREY, 1970 ; FREY *et al.*). Dans la région étudiée le chimisme exact des amphiboles fibreuses n'est mal défini. Les propriétés radiocristallographiques, celles de riebeckite et les propriétés optiques celles de crossite, la présence en sphérolites ou en gerbes, qui indique une prédominance sur la nucléation, serait favorisée par un milieu riche en fer (FREY, 1969). En d'autres cas, des amphiboles bleues fibreuses sont associées avec la schistosité régionale sont à interpréter comme étant de celles de la roche encaissante. Cette croissance, stable, correspond-elle à quelque défaut d'ordre

notamment en ce qui concerne la composition chimique et la structure cristalline, sont rassemblés dans la

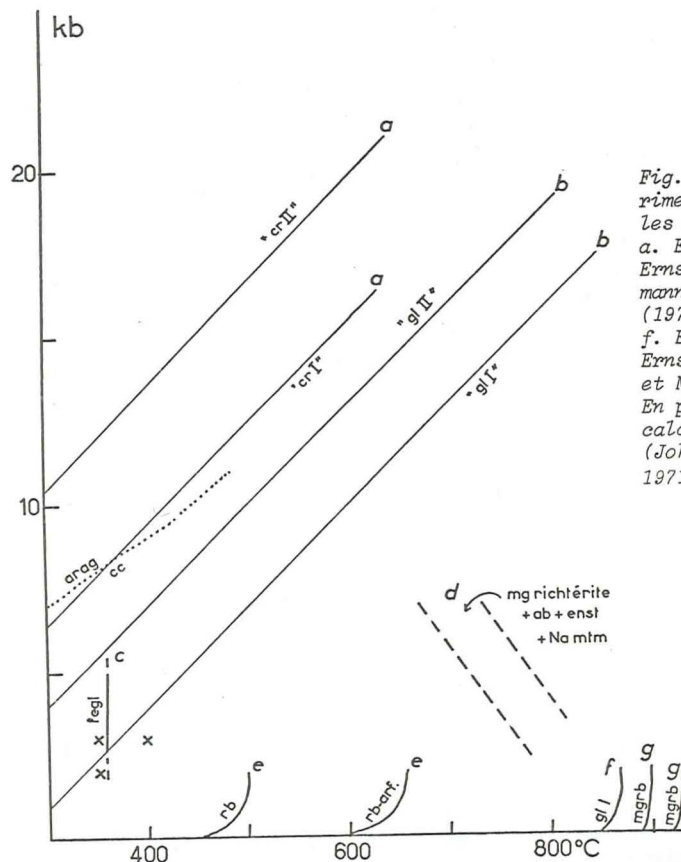


Fig. 88. - Données expérimentales concernant les amphiboles sodiques. a. Ernst (1968). b. Ernst (1963). c. Hoffmann (1972). d. Maresch (1973). e. Ernst (1962). f. Ernst (1961). g. Ernst (1960). x. Bocquet et Moh (1972). En pointillé, la courbe calcite \rightleftharpoons aragonite (Johannes et Puhar, 1971).

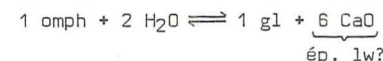
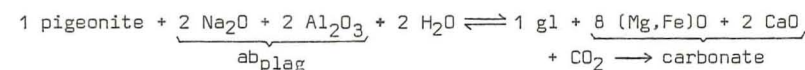
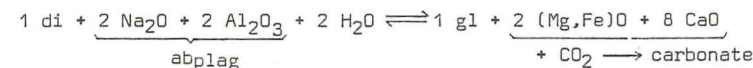
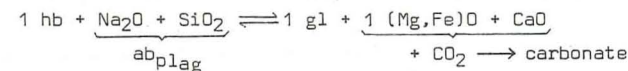
de l'aspect fibreux de minéraux ne se limite pas aux amphiboles. HOLDAWAY (1971) l'a posé pour la sillimanite-fibrolite ; WYLLIE *et al.* (1962) pour l'apatite où la cristallisation en présence d'une phase liquide jouerait un rôle ; les relations rutile prismatique - rutile aciculaire peuvent s'y rattacher. Des fibres crocidolitiques ont été synthétisées (de manière métastable ou stable ?) à partir de gels à des températures de 100-350°C et des pressions de 0,1 à 1 kb (GRUBB, 1971) ; ces températures sont relativement en accord avec l'existence de crocidolite-riebeckite en milieu diagénétique ou anchimétamorphique. La teneur en Fe²⁺ et le pH seraient des facteurs importants.

La réaction $\text{amph bl} \rightleftharpoons \text{chl} + \text{ab}$, la plus fréquemment rencontrée et facile à écrire stoechiométriquement pour les termes purs des séries, n'a pas

encore été obtenue expérimentalement. Les essais de destruction de l'amphibole sodique à des P et T correspondant à un faciès de schistes verts (BOCQUET et MOH, 1972) n'ont pas mené à la formation de chlorite, mais d'une montmorillonite (smectite), minéral également rencontré dans ce système par ERNST (1961), MARESCH (1973) et TRIBOULET (1973). L'extrapolation des courbes obtenues dans le système $\text{SiO}_2\text{-Na}_2\text{O-Al}_2\text{O}_3$ étudié par CHATTERJEE (1973) tendrait à indiquer qu'en présence d'albite la montmorillonite sodique donnerait pa + qz entre 335-315°C, pour des pressions de 2-7 kb à condition que la durée des expériences soit suffisante. Or cette durée a été de plusieurs mois dans les expériences de BOCQUET et MOH.

Dans la chloritisation de l'amphibole sodique, des observations de terrain montrent qu'une phase fluide joue un rôle important. On voit en Vanoise, au front du glacier de l'Arpont, les glaucophanites verdier et se chloritiser complètement le long d'un réseau de veines carbonatées à hématite. La limite entre les faciès non altérés et chloritisés se trace au millimètre à une distance d'autant plus grande de la veine que celle-ci est épaisse. La phase hydratée nécessaire à la chloritisation a manifestement été apportée le long de ce réseau filonien et la fracturation intime des roches massives que sont les glaucophanites semble n'avoir pas été assez intense pour permettre une circulation suffisante des fluides et la chloritisation générale.

L'apparition d'amphibole sodique en altération d'une hornblende verte, ou d'un pyroxène magmatique, demande un apport de soude et d'alumine, qui peuvent être fournis par la molécule d'albite d'un plagioclase. En milieu riche en CO_2 , le CaO, le MgO et/ou FeO libérés pourraient donner un carbonate + dolomitique et ferrifère, ce qui s'observe en effet parfois, mais jamais en grande quantité. La transformation d'omphacite en glaucophane demande seulement de l'eau et libère de la chaux que des silicates calciques (épidote, lawsonite) peuvent absorber.



Aucun de ces remplacements n'a été étudié expérimentalement. Les limites inférieures des champs de stabilité des différentes hornblendes ne sont pas connues expérimentalement.

3. Autres amphiboles

Le cas de la transformation $\text{hb} \rightarrow \text{gl}$ vient d'être évoqué.

La chloritisation d'une hornblende avec formation de calcite, transformation rencontrée dans des metabasites anté-alpines, nécessite une P_{CO_2} élevée dans la phase fluide :



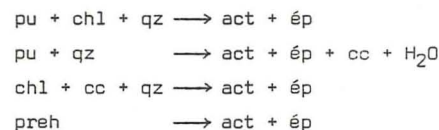
Mais le Ca de la hornblende est plutôt utilisé dans l'épidote.

LIU *et al.* (1974) rapportent, pour une composition basaltique, une limite supérieure vers 475°C/2 kb du faciès schistes verts, définie par le début de la disparition de la chlorite au profit de l'amphibole ; après une zone de transition dont la largeur pourrait être réduite en augmentant f_{O_2} , une amphibole calcique remplace totalement la chlorite au-dessus de 550°C/2 kb ou 575°C/5 kb (voir *fig. 97*, p. 401).

Les amphiboles bleu vert rencontrées dans le remplacement des amphiboles sodiques étant subcalciques, font intervenir une faible proportion de soude (albite) dans la réaction.

Les limites supérieures de stabilité des amphiboles calciques de la série trémolite-actinote ont été étudiées pour diverses proportions des solutions solides dans l'amphibole et pour diverses compositions de la phase fluide. BOYD (1959) fit une première mise au point des connaissances expérimentales sur les amphiboles. Les données obtenues sont ensuite résumées dans ERNST (1968). Les conditions de stabilité des solutions solides trémolite-tscherma-kite ont été étudiées par JASMUND et SCHÄFER (1972) qui ont montré l'enrichissement en Al en fonction du degré de métamorphisme. Le domaine de stabilité de la ferrotremolite ne dépasse pas environ 450°C pour 1 kb, 515°C pour 2 kb (ERNST, 1968). Dans une série trémolite-actinote comportant 7 mol. % d' Al_2O_3 l'amphibole est stable à partir de 410-440°C pour $P_{\text{H}_2\text{O}} = 1$ kb (SCHÜRMANN, 1967). La formation d'actinote et de cummingtonite aux dépens de pyroxène a été étudiée par CAMERON (1971) pour différentes compositions de l'amphibole.

En fait la naissance d'actinote dans les métamorphites alpines a pu se faire suivant plusieurs réactions différentes, ayant eu lieu à des conditions différentes. On peut avoir (*cf.* HASHIMOTO, 1972) :



On reparlera de ces réactions à propos de la pumpellyite et de la prehnite.

Avec l'augmentation de l'intensité du métamorphisme, les amphiboles sodiques deviennent de plus en plus alumineuses ; en même temps le rapport Fe/Mg et la teneur en Ti (et Na) croissent et celle en Si diminue (WETZEL, 1974 ; LIU *et al.*, 1974). Mais ces variations sont dominées par l'influence prépondérante du chimisme de la roche hôte (WENK *et al.*, 1974).

4. Chloritoïde

Le chloritoïde remplace le staurotide anté-alpin dans des micaschistes du socle Briançonnais du Rutor. Dans le massif d'Ambin le chloritoïde des

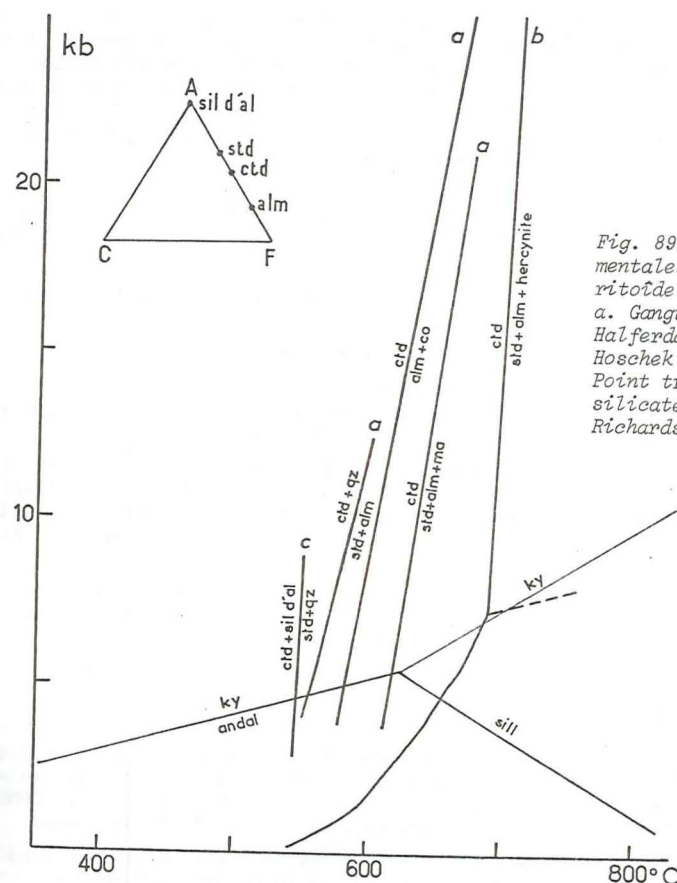


Fig. 89. - Données expérimentales concernant le chloritoïde.

a. Ganguly (1969). b. Halferdahl (1961). c. Hoeschek (1967).
Point triple et courbes des silicates d'alumine d'après Richardson *et al.* (1969)

micaschistes ne montre pas de phénomène de remplacement d'un autre minéral. Dans les micaschistes de la partie orientale de la zone piémontaise, il apparaît en équilibre avec le grenat. Dans un échantillon de calcschiste il semble s'être formé sur ce qui pourrait représenter une altération calcitique de lawsonite (col de l'Iseran ; *cf.* p. 311). Un chloritoïde forme avec du diaspore, ferrocarpholite et d'autres minéraux l'association de métasédiments alumineux du Jurassique de Vanoise.

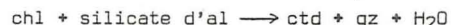
L'altération du chloritoïde comporte de la chlorite et un mica blanc qui dans certains cas au moins est de la paragonite (*cf.* éch. n° 34, p. 311).

Les expériences publiées (HALFERDAHL, 1961 ; HOSCHEK, 1967 ; GANGULY, 1969) ont été effectuées sur des compositions ferrifères du chloritoïde, sauf celles de HOSCHEK où du MgO était présent dans le système, en quantité variable suivant les expériences. Les principaux résultats sont rassemblés dans la *fig. 89*.

La réaction $\text{ctd} + \text{O}_2 \rightleftharpoons \text{std} + \text{alm} + \text{ma} + \text{H}_2\text{O}$ étudiée par GANGULY pour des pressions supérieures à 10 kb et extrapolée jusqu'à 2 kb est montrée par un échantillon du Ruitor où l'amas de chloritoïde remplaçant le staurolite n'est pas en équilibre avec le grenat dont il est séparé par un liséré micacé (pl. F b). La transformation rétrograde de staurolite en chloritoïde a lieu, suivant les pressions et les systèmes, entre 500 et 575°C. La fugacité de l'oxygène f_{O_2} joue un rôle dans ces réactions.

L'association ctd + diasp + kaol est stable dans le domaine de l'hématite, c'est-à-dire à f_{O_2} élevée, comme le montre d'ailleurs la paragenèse naturelle. La présence de diaspore limite vers le haut la température de cette association (cf. plus bas).

En ce qui concerne la limite inférieure de stabilité, HOSCHEK a montré pour 4 kb et 520°C une réaction :



Cette réaction n'a pas été inversée expérimentalement et les conditions P-T sont tout au plus indicatives. La chlorite toutefois a dû persister à l'état métastable et la température indiquée doit être trop élevée.

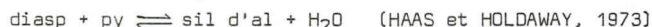
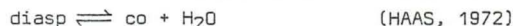
Le chloritoïde n'apparaît que dans l'épizone définie par la cristallinité de l'illite (dans les Alpes centrales : FREY, 1969, 1970). Des cristallinités d'anchizone attribuées antérieurement au minéral phylliteux potassique associé sont dues à la présence de plusieurs phases micacées (paragonite) élargissant les pics (KUBLER, 1968).

Les données expérimentales actuelles concernant la stabilité de la paragonite (voir plus loin) ne permettent pas de déterminer les conditions P-T-X de la transformation de chloritoïde en paragonite.

5. Diaspore, pyrophyllite

Le diaspore existe dans les métasédiments hyperalumineux du Jurassique de Vanoise et n'a été signalé dans les Alpes occidentales, à la connaissance de l'auteur, que dans ce type de gisement (BADOUX et de WEISSE, 1959 ; VERNET, 1964). La proportion de fer entrant dans sa composition n'est pas connue.

La limite supérieure de stabilité du diaspore a été déterminée dans les systèmes dépourvus de fer : $\text{Al}_2\text{O}_3\text{-SiO}_2\text{-H}_2\text{O}$ et $\text{Al}_2\text{O}_3\text{-Na}_2\text{O-SiO}_2\text{-H}_2\text{O}$:



Les courbes d'équilibre obtenues sont reprises dans la *fig. 90*. La deuxième réaction donne la limite supérieure de stabilité de l'association diasp + py rencontrée en Vanoise. Dans un système suffisamment riche en silice, il se forme donc un silicate d'alumine avant que le diaspore se transforme en corindon. La transformation en silicate d'alumine a été réalisée sans pression, avec de faibles températures, par simple broyage (GOUT et KRA KOUADIO, 1973). Ce traitement entraînant des contraintes à l'intérieur du réseau des cristaux, la réaction a été grandement facilitée et les conditions de température trouvées (210°C) pourraient ne pas constituer un

équilibre. Toutefois cette température est de l'ordre de celle fournie par les calculs thermodynamiques (HAAS, 1972).

En ce qui concerne la limite inférieure de stabilité du diaspore, la seule donnée expérimentale dont on dispose résulte du broyage d'hydrargillite qui donne du diaspore à partir de 110°C (GOUT et KRA KOUADIO, 1973).

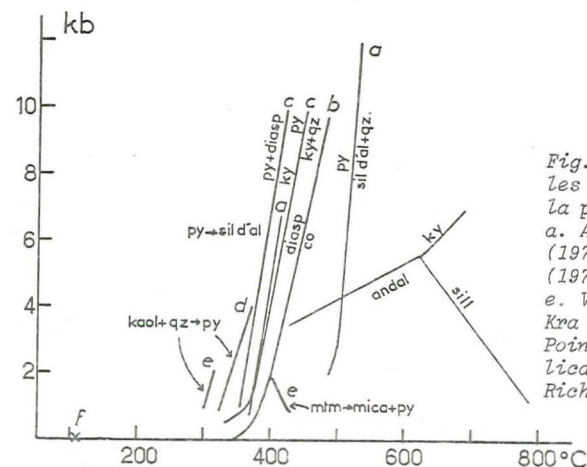


Fig. 90. - Données expérimentales concernant le diaspore et la pyrophyllite.
a. Althaus (1969). b. Haas (1972). c. Haas et Holdaway (1973). d. A.B. Thompson (1970b). e. Velde (1969). f. Gout et Kra Kouadio (1973).
Point triple et courbes des silicates d'alumine d'après Richardson et al. (1969).

La disposition des courbes d'équilibre dans le système $\text{Na}_2\text{O}-\text{Al}_2\text{O}_3-\text{SiO}_2-\text{H}_2\text{O}$ impliquant paragonite et diaspore a été étudiée par CHATTERJEE (1973). Des données expérimentales seraient souhaitables pour placer le réseau des courbes dans l'espace P-T, car la paragonite figure aussi dans l'association des métasédiments alumineux de Vanôise.

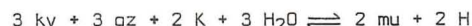
D'autres données concernant la pyrophyllite sont fournies dans le système $\text{Al}_2\text{O}_3\text{-SiO}_2\text{-H}_2\text{O}$ par ALTHAUS (1969) pour des pressions supérieures à 7 kb et par ROSENBERG (1974) ; dans le système $\text{K}_2\text{O-Al}_2\text{O}_3\text{-SiO}_2\text{-H}_2\text{O}$ et dans l'analyse de Schreinemakers déjà citée (système $\text{Na}_2\text{O-Al}_2\text{O}_3\text{-SiO}_2\text{-H}_2\text{O}$) par CHATTERJEE (1973). Elles sont reprises dans la *fig. 90*. Les limites inférieures de stabilité indiquées par ces auteurs sont, suivant les systèmes, de l'ordre de 300-420°C pour 1 kb ou de 310-565°C pour 2 kb. Les espacements basaux des minéraux synthétisés sont plus grands que ceux des minéraux naturels (ROSENBERG). La pyrophyllite est connue en milieu anchimétamorphique de différentes régions du monde : on verra à ce sujet les travaux de FREY (1969, 1970) et de DUNOYER de SEGONZAC (DUNOYER et MILLOT, 1962) ; DUNOYER et CHAMLEY, 1968 ; DUNOYER, 1969 ; CHENNAUX *et al.*, 1970 ; DUNOYER et HEDDEBAUT, 1971 ; etc.).

6. Disthène

Le disthène est une néoformation alpine dans la partie la plus interne des Alpes occidentales (voir la synthèse des gisements dans DAL PIAZ, 1971a).

Dans la région étudiée le disthène, qui est anté-alpin, montre une déstabilisation en un fin mica blanc (pl. F c). Cette altération est peut-être alpine, peut-être encore anté-alpine.

Divers travaux expérimentaux (entre autres ALTHAUS, 1969 ; NEWTON, 1969 ; RICHARDSON *et al.*, 1969 ; HOLDAWAY, 1971, avec discussion des travaux antérieurs) ont tenté de préciser la position du point triple des trois polymorphes du silicate d'alumine. Le champ de stabilité du disthène ainsi défini dans le système $\text{Al}_2\text{O}_3\text{-SiO}_2$ (limite supérieure de stabilité : $520^\circ\text{C}/5,5 \text{ kb}$; $595^\circ\text{C}/6,5 \text{ kb}$; $740^\circ\text{C}/10,8 \text{ kb}$ pour ALTHAUS ; environ $390^\circ\text{C}/2,5 \text{ kb}$; $500^\circ\text{C}/3,8 \text{ kb}$; environ $650^\circ\text{C}/7 \text{ kb}$ pour HOLDAWAY) se restreint dans des systèmes à plus de deux constituants. Pour la réaction observée, qui concerne le système $\text{Al}_2\text{O}_3\text{-K}_2\text{O-SiO}_2$, des calculs d'EUGSTER (1970) indiquent : entre 300 et 450°C avec $f_{\text{H}_2\text{O}}$ entre $0,1$ et 2 kb pour $\text{a}_{\text{K}_2\text{O}}$ déterminée par le feldspath potassique. Cela indique que le disthène ne se conserve dans les roches métamorphiques que pour des teneurs faibles en K et/ou en H_2O du milieu. Sa transformation peut être également amenée par une diminution de la température ou une diminution de H. La réaction peut s'écrire (CARMICHAEL, 1969) :



Une température de $520\text{-}600^\circ\text{C}$ est indiquée pour l'association à disthène et staurotide ou chloritoïde par les mesures de fractionnement $\text{O}^{18}/\text{O}^{16}$; cette donnée de géothermométrie ne tient pas compte de l'influence de la pression (GARLICK et EPSTEIN, 1967).

7. Feldspaths

Les feldspaths potassiques anté-alpins (détritiques, de cristallisation magmatique ou métamorphique anté-alpine) montrent des phénomènes de séricitisation, parfois de transformation en stilpnomélane. Des calculs analogues à ceux mentionnés à propos de la muscovitisation du disthène ont été effectués au sujet de l'influence de a_{K} (EUGSTER, 1970). On a :



Cette réaction dans le sens de droite à gauche implique soit une perte de K (par exemple par cristallisation d'une deuxième phase potassique), soit une diminution du pH (par exemple par cristallisation d'un silicate hydraté) et est facilitée par une diminution de la température (cf. HEMLEY et JONES, 1964).

La formation de stilpnomélane sur du microcline ancien, rencontrée dans le métagranite de Vanoise méridionale, implique des échanges d'éléments, le feldspath potassique ne fournissant pas les éléments ferromagnésiens. Une réaction possible est (triangle A'KF de la fig. 91) :



Les conditions de stabilité du stilpnomélane, mal connues, seront rappelées plus loin.

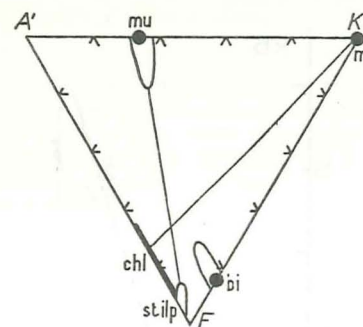


Fig. 91. - Réaction menant à la formation de stilpnomélane à partir de feldspath potassique.

Malgré l'instabilité du feldspath potassique, dont témoigne sa séricitisation constante dans les zones internes, sa néoformation est signalée dès l'anchizone (entre autres DUNOYER de SEGONZAC *et al.*, 1974). En Suisse orientale ce feldspath potassique existe dans l'anchizone où il résulterait, avec du stilpnomélane, de la réaction (FREY *et al.*, 1973) :

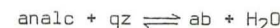


Parmi les plagioclases seule l'albite a été rencontrée dans la région étudiée. L'oligoclase cité dans le socle d'Ambin considéré par GAY (1972) comme une relique anté-alpine. L'isograde alpin albite-oligoclase se situe dans la partie orientale du Mont Rose. La disposition des différents isogrades des plagioclases en Suisse centrale (WENK et KELLER, 1969 ; NIGGLI, 1970 ; etc.) montre que le passage de l'albite à l'oligoclase a lieu dans la zone à chloritoïde, de même que le passage de l'isograde An_{17} dans les roches de nature amphibolitique, qui marque la transition entre les faciès schistes verts et amphibolite. Cela indique qu'une température d'environ 500 à 550°C forme une limite non atteinte par le métamorphisme alpin dans la région étudiée (cf. LIOU *et al.*, 1974).

La forme toujours rencontrée est celle d'une albite de basse température, c'est-à-dire où la distribution des atomes Al et Si dans les tétraèdres est ordonnée. Cette forme est stable seulement en dessous de 450°C (MACKENZIE, 1957, dont les expériences à cette température se sont déroulées avec une P de $14 \text{ 000 p.s.i.} \approx 1 \text{ kb}$).

Les transformations des plagioclases calciques en silicates calciques (ép, lw, pu, preh) seront examinées plus loin, à propos de chacun de ces minéraux.

La limite inférieure de stabilité de l'albite est constituée par la réaction :



La courbe univariante définissant cette réaction (fig. 92) passe par les points $190^\circ\text{C}/2 \text{ kb}$ et $170^\circ\text{C}/4 \text{ kb}$ (A.B. THOMPSON, 1971a ; méthode des vitesses de réaction). L'analcime n'a été citée que dans les méta-albitites à jadéite associées aux méta-ophiolites piémontaises de la haute Ubaye (STEEN,

Fig. 92. - Données expérimentales concernant l'analcime et l'albite.

a. A.B. Thompson (1971a). b. MacKenzie (1957).

Données concernant $ab \rightleftharpoons jd + qz$ d'après Johannes et al. (1971), Johannes et Puhon (1971) et Hays et Bell (1973) (cf. fig. 88).

(1972, p. 174). Dans ce contexte, qui montre les réactions successives $ab \rightarrow jd + qz \rightarrow ab$, elle ne pourrait constituer qu'une relique.

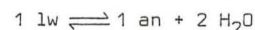
8. Lawsonite

La lawsonite est issue du remplacement du plagioclase dans les métavolcanites de la zone houillère où la forme du plagioclase original est encore parfaitement conservée (cf. photos in GUITARD et SALIOT, 1971), ainsi que dans les méta-ophiolites piémontaises. On la rencontre aussi dans les métasédiments associés à ces roches ophiolitiques, au voisinage immédiat de celles-ci; elle n'y remplace pas de minéral préexistant. Des pseudomorphoses chloriteuses lui ont été attribuées dans des métasédiments de la couverture carbonatée briançonnaise (ELLENBERGER, 1958a, 1960; GAY, 1970), mais aucune relique du minéral remplacé ne permet de certitude.

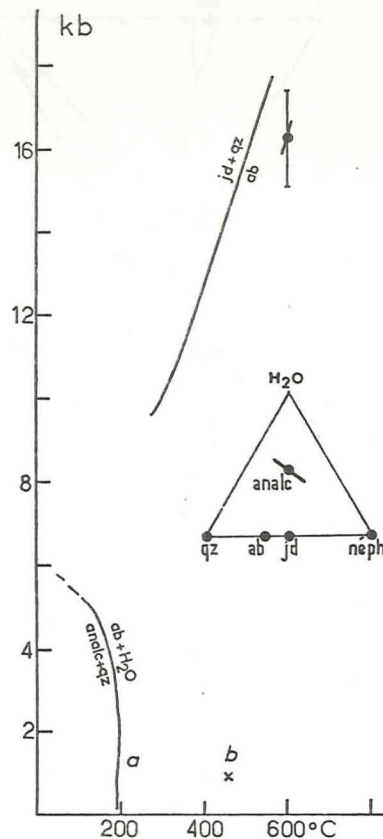
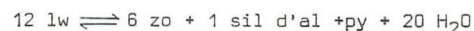
Dans les roches de la zone houillère elle est associée parfois à la pumellyite (+ prehnite ?), dans la zone piémontaise à l'amphibole sodique, parfois à la jadéite.

La lawsonite est pseudomorphosée par des associations à chlorite, micas blancs, calcite et/ou épidote s.l.

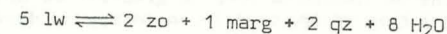
La courbe de la réaction d'hydratation



a été calculée par NEWTON et KENNEDY (1963) et étudiée expérimentalement par CRAWFORD et FYFE (1965) et NITSCH (1971b), mais son caractère métastable a été démontré par NITSCH (1972) qui proposait la réaction suivante comme limite supérieure de stabilité de la lawsonite :



En fait cette réaction n'est pas la plus stable, mais bien (STORRE et NITSCH, 1974; NITSCH, 1974) :



La transformation d'anorthite en lawsonite passe donc par un domaine où la zoisite est stable. Certains des résultats obtenus expérimentalement par NITSCH (1968, 1972, 1974) pour cette réaction sont repris dans la fig. 93. La présence de quartz n'influence la position de la courbe univariante que dans les limites d'erreur. Lorsque la lawsonite réagit avec d'autres minéraux, elle se détruit, à pression égale, pour des températures légèrement plus basses que celle de la réaction où intervient la lawsonite seule (NITSCH, 1974) :



Comme le montre son remplacement facile par la calcite dans les calc-schistes et autres roches carbonatées, la stabilité de la lawsonite est sensible à la présence de CO_2 . Mais sa formation originelle dans ces roches carbonatées pose le problème de la cause d'une éventuelle "dépression" de XCO_2 dans ces roches qui ont fourni le Ca nécessaire sans que soit libérée une quantité de CO_2 inhibant sa cristallisation. L'influence de μCO_2 a été étudiée par analyse de Schreinemakers par plusieurs auteurs (CHATTERJEE, 1971; LIU, 1971a; GUITARD et SALIOT, 1970, 1971; CARON, 1971b; NITSCH, 1972) et de manière expérimentale par NITSCH (1972) pour la lawsonite en présence de quartz, suivant la réaction :

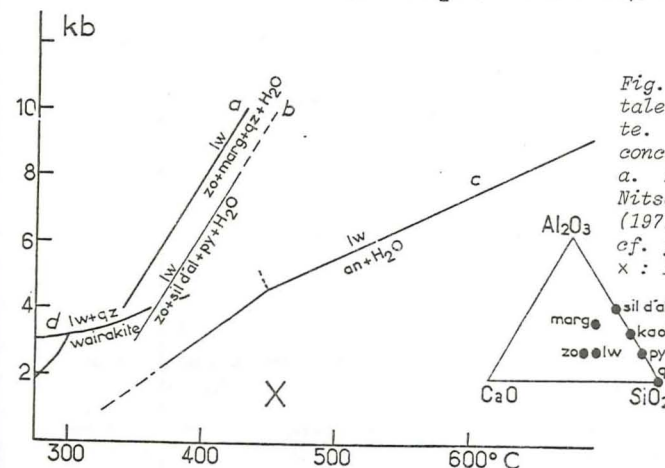
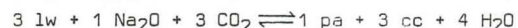


Fig. 93. - Données expérimentales concernant la lawsonite. Données expérimentales concernant les serpentines. a. Nitsch (1974). b. Nitsch (1972). c. Nitsch (1971b). d. Liou (1971a; cf. fig. 94). x : Iishi et Saito (1973).

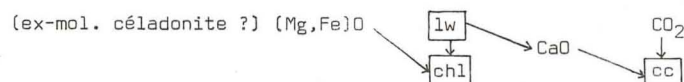
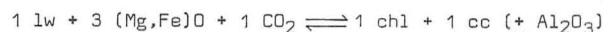
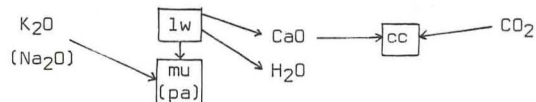
La phase fluide en coexistence avec la lawsonite peut contenir au maximum 3 + 2 mol.% CO_2 pour 4-7 kb; les pressions élevées tendent à diminuer la XCO_2 possible en coexistence avec la lawsonite. Les courbes sont peu influencées par la température. Des calculs de GHENT et COLEMAN (1973) montrent qu'en raison des $f_{\text{H}_2\text{O}}$ nécessaires la lawsonite ne peut exister au-dessus d'environ

450°C. Dans le champ de stabilité de la lawsonite X_{H_2O} dépasse 0,8 à 400°C/7 kb. Les associations de lawsonite avec du graphite ou des matières carbonneuses ont suggéré à E.H. BROWN (1974) une influence de f_{O_2} sur sa stabilité.

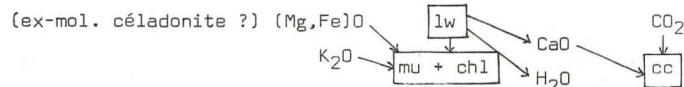
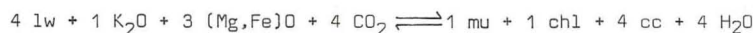
Dans les pseudomorphoses observées dans les Alpes occidentales, la pyrophyllite est absente, mais l'alumine qu'elle représente dans la réaction étudiée expérimentalement a pu s'utiliser dans le mica blanc ou la chlorite néoformée. Ces réactions complexes possibles peuvent s'écrire par exemple :



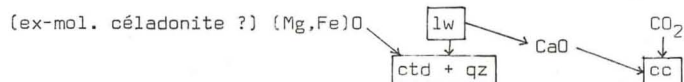
qui sont des réactions de déshydratation et carbonation (dans le sens de gauche à droite) :



ou :



Quant au remplacement de lawsonite par une association à chloritoïde, elle peut s'exprimer par les échanges :



Ces réactions montrent que la déstabilisation de la lawsonite peut dans certains cas être due seulement à une augmentation de X_{CO_2} dans la phase fluide. C'est une des raisons pour lesquelles on ne peut pas parler d'isograde à propos de ces transformations qui peuvent être déclenchées par des variations de la composition chimique du milieu et non seulement de la température et/ou de la pression.

9. Pumpellyite, prehnite

La pumpellyite existe en association soit avec la lawsonite, soit, dans une région de conditions métamorphiques moins sévères, avec la prehnite. Ses conditions de stabilité ont été étudiées, ainsi que celles de la prehnite, dans plusieurs systèmes suivant plusieurs réactions (HINRICHSEN et SCHÜRMANN, 1968, 1969a, b ; 1972 ; NITSCH, 1971a). Quelques résultats sont rappelés dans la fig. 94.

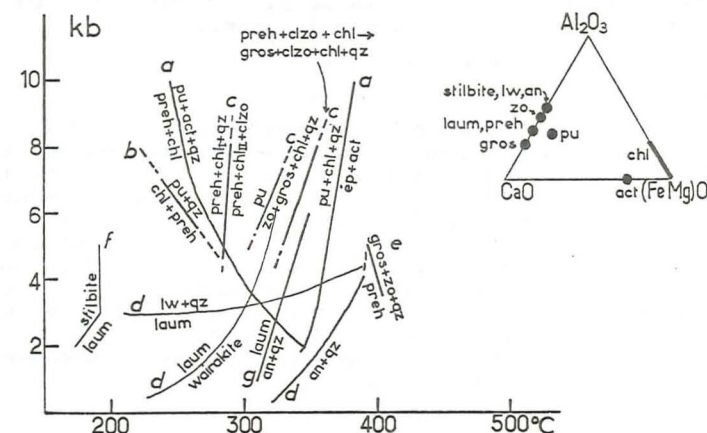


Fig. 94. - Données expérimentales concernant la pumpellyite, la prehnite et les zéolites.

a. Nitsch (1971). b. Hinrichsen et Schürmann (1969b). c. Hinrichsen et Schürmann (1972). d. Liou (1971a). e. Liou (1971b). f. Liou (1971c). g. A.B. Thompson (1970a).

La limite supérieure de stabilité s'établit à environ 345°C/2,5 kb et 360°C/6 kb pour la réaction :



qui est donc peu influencée par la pression. Une réaction faisant intervenir le grossulaire n'est pas rencontrée dans la région étudiée.

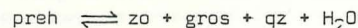
La limite inférieure définie par la réaction :



se situe à environ 260°C/5 kb et 250°C/7 kb et est elle aussi peu influencée par la pression (HINRICHSEN et SCHÜRMANN, 1969b).

Comme la lawsonite, la pumpellyite n'est stable qu'en présence d'une faible proportion molaire de CO_2 : $X_{\text{CO}_2} < 0,2$ pour 1 kb, $< 0,15$ pour 2 kb (calculs de GLASSLEY, 1974).

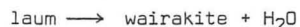
La limite supérieure de stabilité de la prehnite suivant la réaction :



a été située expérimentalement par LIOU (1971b) à des valeurs plus élevées que celles fournies par HINRICHSSEN et SCHÜRMANN (*fig. 94*).

10. Zéolites

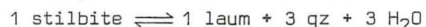
La laumontite a été synthétisée par LIOU (1971a). Sa limite supérieure de stabilité, définie par la réaction de déshydratation :



passé par les points 255°C/1 kb et 325°C/6 kb.

La courbe $\text{laum} \rightarrow \text{lw} + \text{qz} + \text{H}_2\text{O}$ passe par les points 210°C/3 kb et 275°C/3,2 kb (LIOU (1971a) et la courbe $\text{laum} \rightarrow \text{an} + \text{qz} + \text{H}_2\text{O}$ par les points 317°C/2 kb et 345°C/6 kb (A.B. THOMPSON, 1970a) (*fig. 94*). Ces réactions ne semblent cependant pas celles qui ont joué dans les Alpes occidentales où à la zone à laumontite succède vers l'E une zone à pumpellyite-prehnite (MARTINI et VUAGNAT, 1970 ; SAWATZKI et VUAGNAT, 1971). Ces derniers auteurs ont observé que dans les fissures des roches à laumontite se rencontrent pumpellyite-prehnite et la laumontite se trouve dans les fissures de roches à heulandite. Les associations moins hydratées des fissures pourraient être dues au fait que les fissures sont en relation avec des niveaux plus élevés à PH_2O et $\mu\text{H}_2\text{O}$ plus faibles (COOMBS, 1971). Peut-être ce phénomène est-il cependant à attribuer à des raisons d'ordre cinétique.

La limite inférieure de stabilité de la laumontite suivant la réaction



a été déterminée par LIOU (1971c) et passe par les points 170°C/2 kb et 185°C/5 kb (*fig. 94*).

11. Stilpnomélane

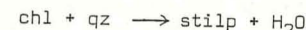
Le stilpnomélane apparaît dans des roches où peuvent aussi cristalliser de la biotite verte ou de la chlorite (socle briançonnais). La réaction qui l'implique n'est donc pas du type : $\text{mu} + \text{stilp} \rightleftharpoons \text{bi} + \text{chl} + \text{H}_2\text{O}$ (E.H. BROWN, 1971). Toutefois il semble ne pas coexister de manière stable avec la biotite brune.

Il se forme à partir d'éléments tirés du feldspath potassique (métagranite de Vanoise, gneiss du Sapèy), de grenat ou d'amphibole calcique (socle briançonnais), d'amphibole bleue (couverture briançonnaise) ou dans des fissures à quartz, etc. Il constitue un des minéraux majeurs de quelques roches ferrières ou filoniennes de la zone piémontaise.

Les seules données expérimentales publiées au sujet du stilpnomélane sont des données préliminaires dues à NITSCH (1969) et concernent la réaction

ci-dessus qui se produirait pour environ 450°C/4 kb et 470°C/7 kb. Le stilpnomélane peut déjà apparaître au milieu de l'anchizone (FREY *et al.*, 1973 ; DURNÉY, 1974).

En milieu ferrière FRENCH (1973) rapporte la réaction (*cf. pl. G b*) :



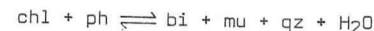
On n'a que très rarement observé dans la région étudiée de réaction entre la chlorite et le stilpnomélane. Les mêmes relations entre bi-chl-stilp ont été observées en Nouvelle Zélande par E.H. BROWN (1971).

Le stilpnomélane cristalliserait d'abord sous forme ferreuse et ce n'est qu'une altération ultérieure qui oxyderait le Fe en même temps qu'une partie du K serait lessivée (E.H. BROWN, 1971 ; FREY *et al.*, 1973). L'activité de Fe jouerait donc un rôle dans sa formation. Les proportions cationiques montrent qu'il pourrait être favorisé par rapport au mica blanc par un rapport K/Al élevé.

12. Biotite

Les domaines de répartition géographique de la biotite verte et de la biotite brune sont séparés, à l'exception de quelques nuances brunâtres plus ou moins prononcées rencontrées dans le socle briançonnais. Le domaine de distribution de la biotite verte comprend des roches de composition analogue à celles qui plus à l'Est comportent de la biotite brune. On peut donc exclure le chimisme de la roche hôte comme seul facteur de cette différence de répartition.

Les biotites brunes anciennes sont remplacées par de la chlorite (par exemple dans la zone houillère), par une amphibole sodique (socle briançonnais) ou par un mélange de mica blanc + oxydes de fer + chlorite (orthogneiss acides de Vanoise). Dans ces dernières roches une biotite verte se régénère ultérieurement à partir des amas micacés (*cf. pl. G d*). Les réactions peuvent s'écrire par exemple :



Des données de HOSCHEK (1971, 1973) indiquent une limite vers 425-475°C et 4 kb pour la deuxième réaction, influencée par la fO_2 du système. La position de la première, celle de la destruction de la phengite, ne serait guère influencée par la présence de chlorite (VELDE, 1965a), mais dépendrait nettement du chimisme des minéraux en présence. D'autres données expérimentales concernent soit des termes à teneur minimum en Al, et dans ce cas le feldspath alcalin est favorisé, soit des systèmes déficitaires en Si, donc différents de la majorité des roches intéressées dans la région étudiée (RUTHERFORD, 1973). La biotite devient un système isotopiquement clos vers 300°C d'après les travaux du Laboratoire de Géochronologie de Berne (JÄGER, 1973).

13. Chlorite

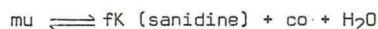
La chlorite a un champ de stabilité extrêmement vaste, s'étendant jusqu'à des températures de 600-800°C et des pressions élevées (NELSON et ROY, 1958 ; FAWCETT et YODER, 1966 ; SCHREYER et SEIFERT, 1970 ; VELDE, 1973). Les facteurs influençant sa stabilité sont fO_2 , le rapport Mg/Al de la chlorite et la présence éventuelle d'un excès de SiO_2 . Les systèmes étudiés sont en général magnésiens et l'influence de Fe sur les limites de stabilité n'est pas connue précisément. Mais les observations effectuées dans la région étudiée tendraient surtout à souligner l'influence du chimisme de la roche hôte sur celui de la chlorite et, le cas échéant, du minéral dont elle dérive.

La pression favorise le caractère alumineux des chlorites magnésien-nes en présence de quartz (FAWCETT et YODER, 1966). L'association chlorite ferrique + quartz est stable jusqu'à environ 550°C/3 kb, conditions à partir desquelles se forme l'almandin (HSU, 1968). Pour un système de composition basaltique la chlorite commencerait à disparaître à environ 475°C/2 kb et serait entièrement remplacée par l'amphibole à 550°C/2 kb ou 575°C/5 kb (LIU et al., 1974) (fig. 97).

Au cours d'un métamorphisme prograde la chlorite dérive de minéraux argileux de type corrensite, vermiculite ou de certaines montmorillonites. La transformation corrensite - chlorite a été obtenue expérimentalement, mais pourrait se produire dans la nature à températures plus faibles que celle des expériences (VELDE et BYSTRÖM-BRUSEWITZ, 1972).

14. Micas blancs

La limite supérieure de stabilité de la *muscovite* (fig. 95) est définie par la réaction :

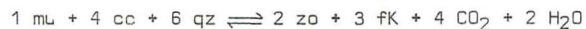


qui a été produite expérimentalement par YODER et EUGSTER (1955), puis par EVANS (1965). La courbe donnée par VELDE (1966), peu différente de celle d'EVANS ou de son extrapolation pour le domaine de 1 à 2 kb, s'en éloigne pour les valeurs plus faibles et plus élevées et a été discutée par TURNER (1968). En présence de quartz la muscovite se détruit à des températures plus faibles, suivant la réaction :



dont la courbe d'équilibre a été étudiée par ALTHAUS et al. (1970) et DAY (1973). D'autres chiffres sur cette réaction sont fournis par EVANS (1965) et par KERRICK (1972). Celui-ci a montré que l'équilibre se déplace vers les températures plus faibles pour $\text{PH}_2\text{O} < \text{P}_{\text{tot}}$.

En présence de chaux, on a la réaction :



dont les conditions d'équilibre ont été étudiées par JOHANNES et ORVILLE (1972). A 7 kb cette réaction a lieu entre 510°C et 570°C pour des X_{CO_2} croissantes et pour des températures inférieures à ces valeurs pour des pressions décroissantes (fig. 96). Cette association est courante dans les

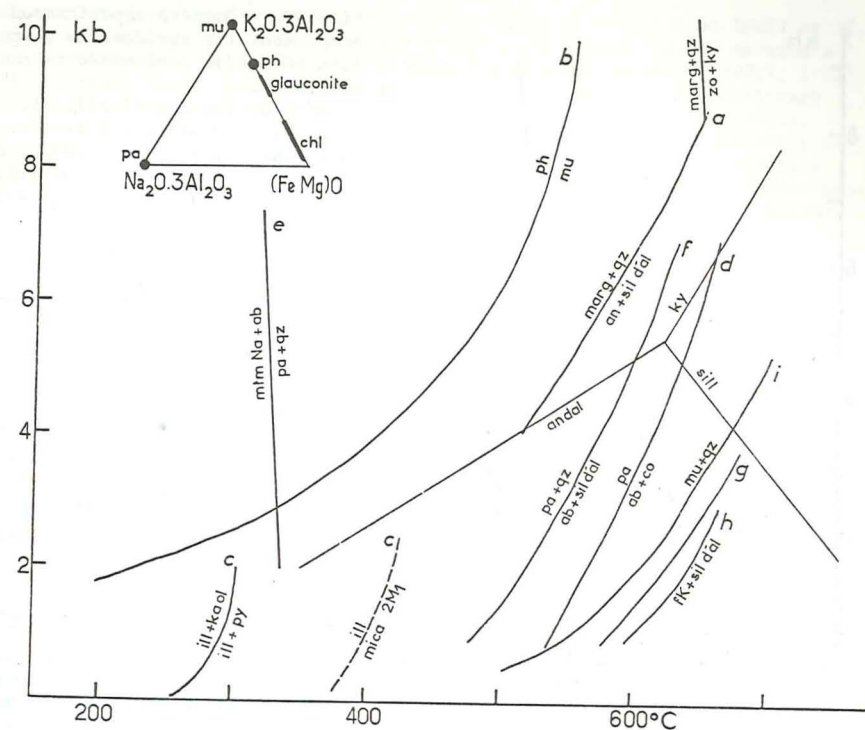


Fig. 95. - Données expérimentales concernant les micas blancs. a. Storre et Nitsch (1974). b. Velde (1965a). c. Velde (1972). d. CHATTERJEE (1970). e. Chatterjee (1973). f. Chatterjee (1974). g. Althaus et al. (1970). h. Day (1973). i. Evans (1965). Point triple et courbes des silicates d'alumine d'après Richardson et al. (1969).

Schistes lustrés où Fe-Mg forment les phases additionnelles chl, hé + gr + ctd, etc., mais peuvent aussi entrer dans le mica blanc qui sera phengitique. L'association commune dans les micaschistes : $\text{mu} + \text{chl} + \text{qz}$ (fig. 96) a une limite supérieure de stabilité d'environ 525°C/2 kb et 560°C/4 kb d'après HIRSCHBERG et WINKLER (1968) ou 585°C/4 kb d'après BIRD et FAWCETT (1973).

La fermeture isotopique du mica blanc a lieu pour Rb-Sr vers 500°C et pour K-Ar vers 380°C (JÄGER, 1973).

Pour des micas blancs de composition plus phengitique (VELDE, 1965a), la limite supérieure de stabilité se déplace rapidement vers des températures

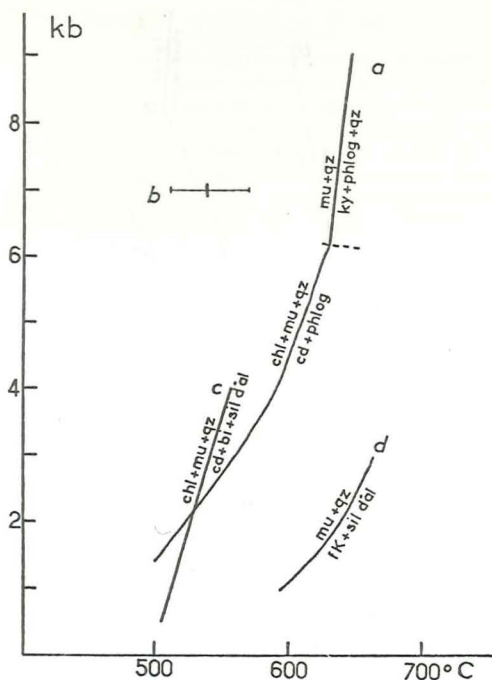
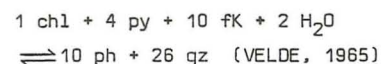
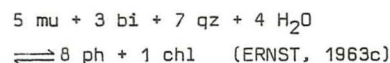
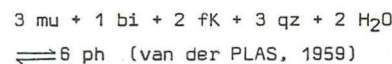


Fig. 96. - Données expérimentales concernant les systèmes de composition pélitique carbonatée ou non carbonatée.

a. Bird et Fawcett (1973). b. Johannes et Orville (1972). c. Hirschberg et Winkler (1968). d. limite supérieure de la muscovite d'après Day (1973 ; cf. fig. 95).

plus faibles. L'étendue de la solution solide mu-ph est très influencée par la pression. Les réactions rétrogrades envisagées pour la formation de phengite sont des réactions d'hydratation :



La première ou la troisième réaction ont pu jouer dans la phengitisation des muscovites des gneiss

du Sapey par exemple ; la deuxième dans la formation de phengite aux dépens des micas blancs du socle Briançonnais.

La distribution dans les Alpes lépontines des indices 2P des micas blancs potassiques (GRAESER et NIGGLI, 1967) montre que la phengite y cède la place à la muscovite à l'intérieur de la zone à disthène.

Le rôle que joue le chimisme de la roche sur celui du mica, particulièrement bien mis en évidence par la relation Siroche - mol. phengitique du mica, rend la prudence nécessaire dans la détermination de ses conditions de formation.

Dans les métasédiments mésozoïques, la phengite a résulté d'une réaction prograde et dérive de minéraux argileux. La transformation de minéraux argileux en micas (illite \rightleftharpoons mu + chl ; glauconite \rightleftharpoons ph ; mtm Na \rightleftharpoons pa ; corrensite \rightleftharpoons chlorite + mica) se suit dans le cas de l'illite par l'examen de sa "cristallinité". Celle-ci est influencée en tout premier lieu par la température (KUBLER, 1967). Le chauffage d'illite entraîne en effet une augmentation de cette cristallinité, mais dans une mesure différente suivant la composition du minéral initial (ALTHAUS et SMYKOTZ-KLOSS, 1972). La glauconite se transformerait en phengite vers 370-380°C (ALTHAUS, in WINKLER, 1965), mais des observations de terrain montrent que son remplacement par une

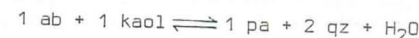
association à stilpnomélane débute vers le milieu de l'anchizone (FREY et al., 1973). En milieu très acide la transformation de glauconite en smectite a été effectuée (M. ROBERT, 1973). D'après les données de VELDE (1972), l'illite perdrait toute structure gonflante au-delà de 300°C et disparaîtrait ensuite totalement au profit d'un mica 2 M₁ autour de 400°C (pour 1 kb), température qui constituerait ainsi une limite expérimentale entre anchi et épizone. Cette température semble élevée lorsqu'on la confronte à celles notamment de la stabilité de la pumpellyite. Il faut plutôt la regarder comme une limite supérieure des valeurs possibles, non atteinte dans les conditions naturelles où le temps intervient. L'association illite-chlorite aurait une limite inférieure vers 260°C/1 kb ou 300°C/2 kb (VELDE, 1972).

Dans des roches de composition pélitique peu variable, la teneur en phengite du mica blanc est un bon géobaromètre (GUIDOTTI, 1973 ; SASSI et SCOLARI, 1974). Cette teneur peut être déterminée par la mesure du paramètre b₀. La méthode a été utilisée dans les Alpes occidentales (SASSI et al., 1974 et sous presse).

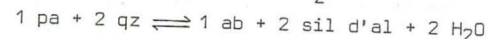
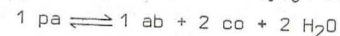
La paragonite dont les déterminations par RX montrent de mieux en mieux la présence dans divers milieux lithologiques et métamorphiques des Alpes occidentales, peut naître par la réaction :



Cette réaction aurait lieu pour 335-315°C avec une légère pente négative de la courbe d'équilibre (CHATTERJEE, 1972). La paragonite peut être associée à des illites dont la cristallinité indique l'anchizone. Aux pressions dépassant celle de la stabilité de la montmorillonite sodique, on a la réaction (non étudiée expérimentalement) :



La limite supérieure de stabilité de la paragonite (CHATTERJEE, 1970) est constituée par les réactions (fig. 96) :

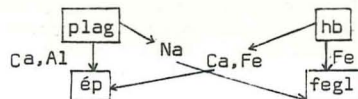


La margarite, maintenant souvent rencontrée dans les Alpes centrales (FREY et NIGGLI, 1972), a été signalée dans les Schistes lustrés par LIBORIO et MOTTANA (1973, p. 54), mais sans localisation (Alpes occidentales ?). Il semblerait qu'à température et pression croissantes la margarite s'enrichisse en molécule de paragonite en solution solide (STORRE et NITSCH, 1974, p.24). Le domaine de stabilité de l'association ma + qz serait limité à 6-7 kb (CHATTERJEE, 1974).

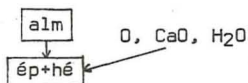
15. Epidotes

Des épidotes de différentes compositions sont courantes dans la région étudiée. L'épidote s.str. (pistacite) est probablement en partie anté-alpine, puis fait partie de la paragenèse à amphibole sodique où elle représente le minéral calcique dans une partie de la région étudiée ; elle s'associe à amph ou chl + ab dans les paragenèses ultérieures, prasinitiques et ovarditiques. Dans des paragenèses antérieures se rencontre aussi une

une composition alumineuse : clinozoïsité ou zoïsité. Les roches rubanées du socle Briançonnais (ex-amphibolites, glaucophanites → ovaridites) comportent des épidotes d'une taille analogue à celle des amphiboles sodiques et disposées dans le même plan de schistosité ; l'épidote a pu dériver du plagioclase antérieur avec apport de Ca et de Fe de la part de la hornblende ; dans ces échanges une oxydation du Fe est nécessaire.



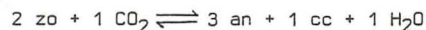
Elle peut aussi provenir, dans les metabasites tout comme dans les micaschistes du socle Briançonnais, de l'altération du grenat :



Dans les méta-ophiolites piémontaises le Ca libéré lors du remplacement du pyroxène omphacitique par l'amphibole sodique peut avoir été utilisé dans les épidotes dont l'Al proviendrait du grenat.

La composition de la phase fluide joue un rôle déterminant dans la stabilité des épidotes, d'une part la proportion moléculaire de CO_2 puisque Ca est présent, et d'autre part la fugacité de l'O en raison de l'état trivalent du Fe dans le réseau de l'épidote. La composition de l'épidote est fonction de la température, comme l'ont montré les études de MIYASHIRO et SEKI (1958) au Japon : dans les régions métamorphiques de température croissante, le domaine des teneurs en Fe^{3+} et en Mn des épidotes s'élargirait.

La limite supérieure de stabilité de l'épidote dépasse 600°C et dépend de plusieurs facteurs : f_{O_2} , X_{CO_2} , composition totale du système. L'épidote ferrique a, à P égale, un champ de stabilité plus étendu que la clinozoïsité et est favorisée par les f_{O_2} élevées (HOLDWAY, 1972 ; LIOU, 1973). Mais elle n'est stable que pour des X_{CO_2} très faibles : 2 moles % à 2 kb ou 10 moles % à 7 kb (STORRE et NITSCH, 1972). Au-dessus de ces valeurs il se forme de la calcite et le reste de la chaux entre, dans le système considéré qui est exempt de Fe, dans un plagioclase :



Dans le système $\text{K}_2\text{O}-\text{CaO}-\text{Al}_2\text{O}_3-\text{SiO}_2-\text{H}_2\text{O}-\text{CO}_2$ étudié par ACKERMAN et KARL (1971) et par JOHANNES et ORVILLE (1972), la zoïsité reste stable à 7 kb jusqu'à une teneur de 17 % de CO_2 dans la phase fluide. Cette valeur de X_{CO_2} varie en fonction directe de la pression. La présence de Na_2O dans le système déplace le point invariant du diagramme T- X_{CO_2} vers les valeurs plus basses de T et X_{CO_2} .

La zoïsité remplace la lawsonite dans le système exempt de Fe suivant la réaction de déshydratation étudiée par NITSCH (1974) :



dont la courbe d'équilibre passe par les points $340^\circ\text{C}/4 \text{ kb}$ et $385^\circ\text{C}/7 \text{ kb}$ (fig. 93).

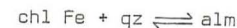
16. Grenats

Des grenats de cristallisation alpine se rencontrent dans la partie la plus orientale de la région étudiée, dans les méta-ophiolites à faciès éclogitique et dans les métasédiments piémontais de la zone Zermatt-Saas s.l. Dans les micaschistes et calcschistes ils sont zonés en deux temps de cristallisation, avec un centre plus riche en spessartine et une couronne d'almandin (BOCQUET, LADURON et de BETHUNE, sous presse). Les grenats des rodingites ne relèvent pas des métamorphismes régionaux alpins, quoique leur composition riche en Ca, en relation avec le chimisme de leurs roches hôtes, n'ait pas été déstabilisée durant ces événements.

La question des rapports entre la nature du grenat et les conditions de formation a été plusieurs fois discutée, ainsi que celle de l'origine des zonations. On peut retenir le fait que les grenats de métamorphisme faible sont riches en spessartine et que les roches pélitiques renferment des almandins sur une vaste étendue du champ P-T, commençant dans la partie élevée des schistes verts. La zonation du grenat, qui se fait le plus couramment par une diminution du Mn et une augmentation du Fe depuis le centre des grains vers le bord, peut être liée à plusieurs facteurs : fractionnement des éléments avec ou sans diffusion, évolution des conditions P-T au cours de la croissance, disponibilité des éléments dans la roche considérée comme constituant un réservoir limité, s'appauvrissant à mesure qu'augmente la teneur de la roche en grenat. Une mise au point récente en a été faite par MIYASHIRO et SHIDO (1973).

Les synthèses de grenat sont gênées par la difficulté qu'a ce minéral à nucléer. Les données obtenues expérimentalement ou calculées par DAHL (1968) pour des almandins-spessartines montrent que la composition du grenat formé est fonction de la température et qu'à température égale il est d'autant plus riche en spessartine que $f_{\text{H}_2\text{O}}$ et P_{tot} sont plus grandes. MATTHES (1961a, b) avait montré que la limite inférieure de stabilité était située à des températures plus basses pour la spessartine que pour l'almandin. L'association éclogitique d'omphacite + grenat a été obtenue expérimentalement notamment par RINGWOOD et GREEN (1966) (fig. 87).

La transformation



est fortement influencée par la f_{O_2} du système et a lieu, pour un état d'oxydation défini par le tampon $\text{Fe}+\text{qz}+\text{fayalite}$, à : $528^\circ\text{C}/1 \text{ kb}$; $542^\circ\text{C}/2 \text{ kb}$; $552^\circ\text{C}/3 \text{ kb}$. La spessartine s'altère en $\text{qz}+\text{chl Mn}$ pour $2 \text{ kb}/405^\circ\text{C}$ et $3 \text{ kb}/414^\circ\text{C}$; la position de cette réaction n'est pas influencée par f_{O_2} (HSU, 1968).

Une autre transformation est celle en épidote, citée plus haut. En outre divers minéraux tirent certains de leurs éléments de grenats préexistants : stilpnomélane, amphibole sodique, chloritoïde, biotite, etc.

17. Serpentes

Dans la région étudiée la variété de serpentine la plus courante est l'antigorite. Le chrysotile se trouve dans la lentille du Montgenèvre, dans

celle du Mte Cruzeau à Cesana-Torinese et en veines dans les serpentinites à antigorite ; on en a aussi rencontré dans le galet trouvé dans la brèche dolomitique à Pralognan (cf. p. 336). La serpentinitisation des péridotites est un phénomène en partie antérieur aux phénomènes métamorphiques alpins proprement dits, lié aux échanges d'éléments qui ont mené à la formation des rodingites et autres roches à silicates calciques. La serpentinitisation à antigorite est associée aux déformations liées au faciès schistes verts qui affecte la bordure du massif de Lanzo (BOUDIER, 1971).

Les observations de terrain ont depuis longtemps montré que l'antigorite devait se former à plus haute température que le chrysotile et la lizardite. Des conditions supplémentaires pour sa formation seraient un milieu de contrainte, ou bien $P_{H_2O} < P_{tot}$. Antigorite et chrysotile ne sont pas en fait des polymorphes : l'antigorite a une teneur plus élevée en SiO_2 et plus faible en MgO et H_2O (WHITTAKER et WICKS, 1970). En effet on n'est pas parvenu à transformer du chrysotile en antigorite, ni avec $X_{H_2O} = 100\%$, ni pour différentes valeurs de X_{H_2O}/X_{CO_2} (DIETRICH et PETERS, 1971). Même sous contrainte le produit obtenu à partir de gels est de la lizardite jusqu'à des pressions de 30 kb, puis forstérite + talc + chlorite aux pressions supérieures (CHERNOVSKY, 1971).

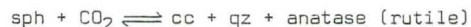
La synthèse d'antigorite réalisée par IISHI et SAITO (1973) donne les indications suivantes pour les conditions utilisées (fig. 93) : une température d'au moins $450^\circ C$ a été nécessaire ; la pression a favorisé l'antigorite qui ne s'est pas formée à 0,34 kb, mais bien à 1 et 1,7 kb ; la teneur en eau du système, quoique supérieure à celle stoechiométriquement nécessaire à l'antigorite, ne doit pas être en trop grand excès (mais il y a eu synthèse pour $P_{H_2O} = P_{tot}$) ; le cisaillement n'a pas été nécessaire à la synthèse.

La serpentine n'est stable qu'aux faibles X_{CO_2} : dans le système $MgO-SiO_2-H_2O-CO_2$, au-delà de 2 à 6 mol. % suivant la pression et la température, talc et magnésite se forment au lieu de serpentine (JOHANNES, 1967, 1969).

18. Sphène, rutile

Le sphène est le minéral titané qui a été le plus couramment rencontré. Il altère l'ilménite magmatique et est en équilibre avec l'amphibole sodique, tout comme avec les associations prasinitiques et ovarditiques : avec ampb1 v ou chl-ab-ép. Des aiguilles de rutile sont fréquentes, parfois visiblement en altération de sphène, ou bien à l'intérieur d'albite, parfois de chlorite, de chloritoïde ou même d'amphibole sodique.

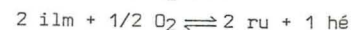
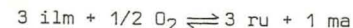
Le sphène, contenant de la chaux, est sensible à la présence de CO_2 . La réaction :



a été étudiée par SCHUILLING et VINK (1967 ; courbe extrapolée à 7 kb par ERNST, 1972), pour qui le sphène ne serait stable qu'en présence de $f_{CO_2} < 69$ pour $360^\circ C$ et $< \text{environ } 200$ pour $440^\circ C$. Leurs résultats indiquent aussi que les pressions totales élevées favorisent la présence de sphène. Toutefois sphène et calcite peuvent coexister en équilibre dans des roches carbonatées : le sphène est rare dans la couverture carbonatée briançonnaise (Vanoise, cf.

p. 299 ; Ambin : GAY, 1970), courant dans les calcschistes de la zone piémontaise, spécialement dans les faciès à amphibole, grenat ou lawsonite proches des ophiolites (pl. Q b). La phase titanée stable avec l'amphibole sodique est en général le sphène, mais on y trouve parfois aussi, ainsi que dans le chloritoïde, des inclusions de fines aiguilles de rutile. Il est vraisemblable qu'une simple différence de P_{O_2}/P_{CO_2} a déterminé la présence de ce minéral plutôt que le sphène.

A température égale la transformation d'ilménite en rutile + magnétite ou hématite se fait avec une augmentation de P_{O_2} (courbes calculées par ANNERSTEN, 1968) :



19. Carbonates

L'absence d'aragonite est un caractère particulier des Alpes occidentales. Elle a plusieurs fois été recherchée systématiquement, mais sans résultat (CHATTERJEE, 1971 ; LIBORIO et MOTTANA, 1973 ; FIORA, 1974 et in BOCQUET et Coll., 1974 ; etc.). Elle n'a jamais existé dans cette région, ou bien la calcite l'a entièrement remplacée. Cette dernière opinion a été notamment celle de STEEN (1972). Elle semble justifiée par les conditions P-T expérimentales de stabilité de l'aragonite dont le domaine recouvre celui de la jadéite en le dépassant vers les pressions faibles.

La courbe de stabilité $cc \rightleftharpoons arag$ dessinée sur les fig. 87 et 88 est celle obtenue par JOHANNES et PUHAN (1971) suivant deux techniques différentes (appareil hydrothermal et cylindre à piston). L'aragonite ne peut subsister en dehors de son champ de stabilité qu'en milieu sec ou à température très faible. Si Mg est ajouté au système la limite inférieure de stabilité de l'aragonite est déplacée vers les P plus élevées (GOLDSCHMIDT et NEWTON, 1969). Cet effet a lieu surtout aux hautes températures, car la quantité de dolomite pouvant entrer en solution solide dans la calcite augmente avec la température. La proportion de solution solide peut donc être utilisée comme géothermomètre et c'est ce qu'ont fait LIBORIO et MOTTANA (1973) sur un échantillonnage de Schistes lustrés (Calcschistes) prélevé depuis la Corse jusqu'à la fenêtre des Tauern. Les ordres de grandeur des températures obtenues et les variations générales qu'elles montrent sur l'ensemble de la région étudiée s'accordent avec d'autres données concernant les températures.

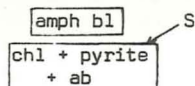
20. Minéraux divers

a) Oxydes et sulfures de fer

Les stabilités respectives de la magnétite et de l'hématite sont sous la dépendance de la pression d'oxygène. Lorsque des matières carbonneuses (graphite) restreignent la P_{O_2} d'une roche, la phase oxyde de fer est la magnétite et non l'hématite (cf. CHATTERJEE, 1966). La courbe de la réaction :



a été calculée par ANNERSTEN (1968) pour des minéraux purs (sans titane). Elle passe par les points : $P_{O_2} = 10^{-30}$ atm/environ 270°C ; $P_{O_2} = 10^{-20}$ atm/environ 450°C et $P_{O_2} = 10^{-10}$ atm/environ 740°C. Le même auteur a montré qu'une augmentation de la P_{O_2} fait croître le rapport Mg/Mg+Fe dans les silicates aux dépens des oxydes. Cela rejoint l'observation effectuée dans des systèmes silicates-soufre (MOH, comm. pers. ; BOCQUET et MOH, données expérimentales inédites), où la présence de S extrait le fer des silicates pour former des sulfures (pyrite, pyrrhotine). L'altération



a été observée (pl. Q c). Il n'est pas exclu, mais cela reste entièrement à démontrer, que la zonation de l'amphibole bleue de Tronca et sa teneur proportionnellement faible en Fe dans un tel gisement ferrifère (chimisme de crossite d'après l'analyse) soient liées à un phénomène de ce genre.

b) Carpholite

On ne dispose d'aucune donnée expérimentale au sujet des différentes carpholites (Fe, Mn, Fe-Mg). Les paragenèses renfermant la ferrocarpholite ont suggéré à de ROEVER et KIEFT (1971) qu'elle constituerait l'équivalent de haute pression de l'association ctd + qz + H₂O. Il faut cependant rappeler que des deux gisements de carpholite s.l. des Alpes (métasédiments hyperalumineux du Jurassique de Vanoise : GOFFE *et al.*, 1973 ; Schistes lustrés piémontais à qz + mu + chl + stlp en haute Ubaye : STEEN, 1972, p. 183), le premier la montre en association précisément avec du chloritoïde.

c) Deerite

Les paragenèses à amphibole sodique + aragonite dont la deerite fait partie dans tous ses gisements a fait envisager que ce minéral soit caractéristique de pressions relativement élevées (BOCQUET et FORETTE, 1973). Les conditions de sa synthèse expérimentale (SCHREYER, comm. pers.) ne sont pas encore publiées (cf. McKEE, comm. coll. Cambridge, 1968).

21. Indications géothermométriques

Des précisions sur la température de formation des minéraux peuvent être obtenues par plusieurs sources : les rapports isotopiques O^{18}/O^{16} ; les inclusions fluides ; les minéraux sulfurés ; les matières charbonneuses ; les proportions moléculaires de certains minéraux à composition variable (micas, carbonates).

a) Isotopes de l'oxygène

On sait que le fractionnement des isotopes entre différentes paires de minéraux est fonction de la température de leur formation, certains minéraux tendant à concentrer O^{18} plus que d'autres (voir, entre autres, GARLICK et EPSTEIN, 1967). Appliquée à des paragenèses à glaucophane de Californie, de l'Oregon et de Nouvelle Calédonie, cette méthode a mené à y reconnaître des

températures faibles, de 270 à 315°C pour l'association à jadéite-glaucophane-lawsonite et plus fortes (400 à 550°C) pour des schistes bleus associés à des éclogites (TAYLOR et COLEMAN, 1968).

Dans les Tauern des températures de 400 à 600°C ont été obtenues dans un faciès à grenat et biotite (FRIEDRICHSEN *et al.*, 1973 ; HOERNES et FRIEDRICHSEN, 1974). Dans les Alpes occidentales aucun résultat n'est encore publié. Dans le Mont Rose une température autour de 450°C a été obtenue pour les paragenèses alpines (FREY *et al.*, coll. S.M.P.G., Neuchâtel, 1974).

b) Inclusions fluides

Dans les massifs cristallins delphino-helvétiques les températures d'homogénéisation (qui sont inférieures ou égales aux températures de cristallisation) montrent en gros un gradient croissant du S au N, entre le Pelvoux (360-375°C pour le bord NW) et le Mont Blanc (385-425°C ; chiffres de POTY *et al.*, 1973 ; cf. POTY, 1969 ; ZIMMERMANN et POTY, 1970), pour des pressions évaluées, grâce au rapport K/Na en équilibre avec les feldspaths alcalins, à 2,35-3,0 kb. Ces chiffres correspondent au début du faciès schistes verts pour le Mont Blanc et à la limite lawsonite+albite - schistes verts pour le Pelvoux, où ils semblent élevés en regard de l'association pumpellyite-prehnite qu'on y trouve dans les fissures.

Les températures d'homogénéisation sont plus faibles dans la couverture sédimentaire delphino-helvétique et vont d'une moyenne d'environ 145 à 180°C (bordure W de Belledonne ; bassin de Bourg-d'Oisans : région de Remollon : GRATIER *et al.*, 1973). Dans les "Terres noires" du bassin de la Duranc, deux domaines s'individualisent, séparés par une valeur d'environ 200°C obtenue par les inclusions fluides et l'examen des particules charbonneuses (BARLIER et TOURAY, 1974).

Les albites du Roc Tourné (rappelons qu'elles sont dites en partie "authigènes", en partie peut-être métamorphiques, par KASTNER, *in litt.*) se seraient formées à une température d'environ 300-330°C (T_s = température de disparition de la phase solide) pour 1,5 kb, au moins dans l'hypothèse d'un fluide saturé en NaCl (YAJIMA *et al.*, 1967 ; TOURAY, 1970). Ce sont à peu près des conditions d'un faciès à prehnite + pumpellyite, inférieures à la limite supérieure de stabilité de l'illite d'après VELDE (1972). Il y a donc là une incohérence, car au Roc du Bourget, voisin du Roc Tourné, le mica blanc analysé est une phengite de cristallinité d'épizone, supérieure à celle de l'illite.

Des quartz provenant des masses de gypses soulignant les contacts anormaux de Vanoise et des masses dolomitiques qui y sont incluses, entre autres au Roc Tourné, se seraient formés à une température de l'ordre de 200°C (SABOURAND-ROSSET et TOURAY, 1970), chiffre qui dans le cadre métamorphique déduit des paragenèses minérales ne peut pas s'appliquer à la formation d'un minéral au cours de ces événements métamorphiques.

c) Minéraux sulfurés

Des indications pourraient certainement être fournies par l'étude détaillée des paragenèses sulfurées de zones métamorphisées. Les conditions thermiques de stabilité des minéraux dans les systèmes Fe-Cu-S sont en effet très précisément connues (YUND et KULLERUD, 1966), quoique l'influence de la

pression n'ait pas été déterminée. De telles recherches n'ont pas encore été effectuées dans les Alpes occidentales françaises. Dans divers gisements italiens à pyrite-chalcopryrite associés aux prasinites piémontaises, des températures supérieures à 250-334°C (non corrigées pour la pression) sont citées (CAVAGNINO *et al.*, 1965 ; NATALE, 1969 ; BURTET-FABRIS *et al.*, 1971).

d) Matières carbonneuses

Quelques données concernant le degré de carbonation (coal-rank, Inkohlungsgrad; voir KISCH, 1974), obtenues avec des méthodes probablement non standardisées, n'ont pas été interprétées en termes de géothermométrie (FABRE, 1961; SARROT-REYNAULD, 1961; FEYS, 1963). Des charbons du Jurassique moyen dans la zone briançonnaise classique, étudiés par CHATEAUNEUF *et al.* (1973), ont permis de déduire d'après les courbes publiées par TEICHMÜLLER, une température de formation de 250°C.

e) Micas, carbonates

La teneur en Na_2O des micas blancs a été mise en relation avec la température de formation (notamment BUTLER, 1967 ; CIPRIANI *et al.*, 1968, 1971 ; KOTOV *et al.*, 1969 ; GUIDOTTI, 1973). Ces études montrent que la fraction paragonitique, ou rapport $\text{Na}/(\text{Na}+\text{K})$, augmente régulièrement depuis le faciès schistes verts jusqu'aux zones à staurolite et à sillimanite. Mais cet effet se reconnaît seulement pour des séries de roches de chimisme très semblable.

On a rappelé plus haut les résultats de LIBORIO et MOTTANA (1973) sur la teneur en Mg des carbonates des calcschistes. Ces données ont seulement une valeur statistique et le fait que la courbe expérimentale a dû être extrapolée pour les températures faibles est une source d'imprécision. Certains chiffres obtenus dans les Alpes occidentales méridionales ont été inférieurs à 300°C.

22. Conclusions

Les principales courbes permettant de circonscrire les conditions P et T dans lesquelles se sont déroulés les événements métamorphiques alpins des Alpes occidentales françaises sont reprises dans la grille de la *fig. 97*. D'après les données expérimentales existantes on voit l'évolution suivante pour les différentes zones structurales (voir *fig. 97*):

- *séries siliceuses briangonnaises* (socle + couverture siliceuse p.p.):
domaine P-T > 10 kb/250°C ou 12 kb/400°C ou 14 kb/environ 500°C (jadéite + quartz).

→ P-T ? (glaucophane s.l.),

— domaine P-T > 350-420°C/P indéterminée (absence de lawsonite) ; (P > 4 kb ?? : phengite).

Si le silicate calcique stable avec la jadéite a été une épidote, l'extrapolation de la courbe lawsonite "out" mènerait à proposer une limite inférieure de 450°C/13,5 kb (1). Or les âges permiers obtenus par la méthode K-Ar sur des muscovites montrent que la limite de 380°C n'a pas dû être dépassée lors des événements métamorphiques alpins (380°C est la température de fermeture aux échanges isotopiques K-Ar : JÄGER, 1973). Si donc il n'y a pas eu de

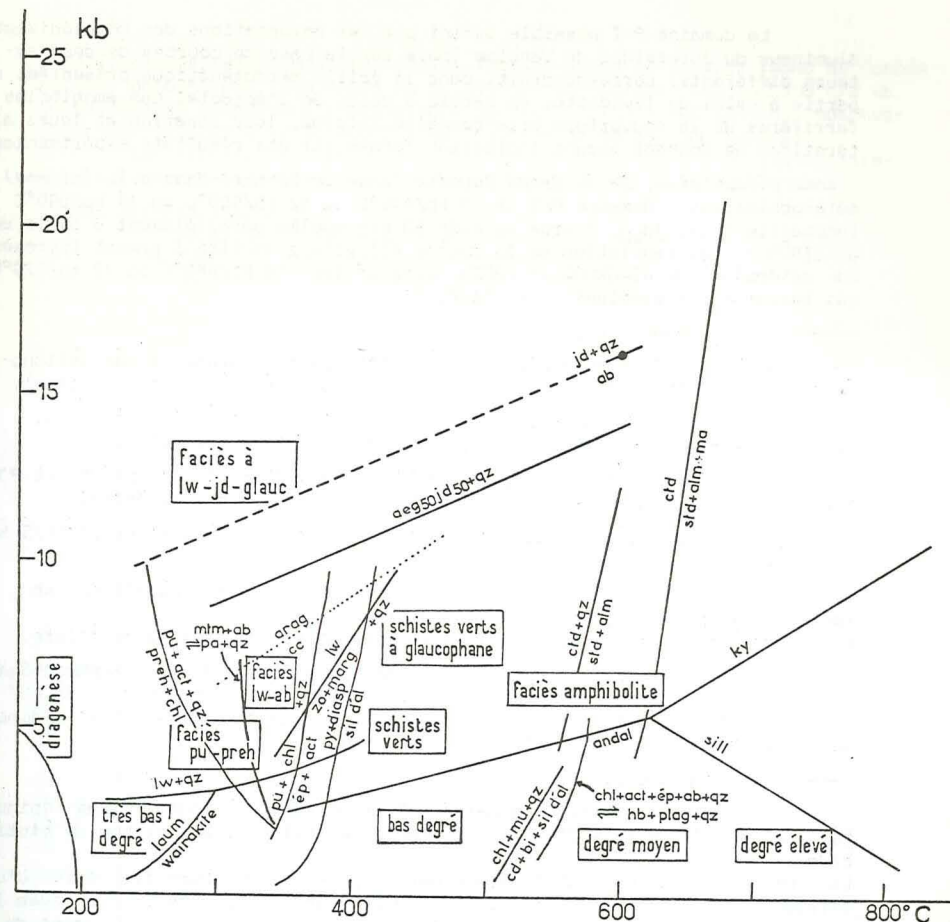


Fig. 97. - Résumé des réactions expérimentales indiquant les conditions P-T des événements métamorphiques alpins. Faciès métamorphiques d'après TURNER (1968) et WINKLER (1970). Les domaines des schistes verts et des schistes verts à glaucophane débutent à des températures d'environ 350°C. Courbes tirées des fig. 87 à 96 et de LIOU et al. (1974 : chl+act+ep+qz hb+plag+qtz).

lawsonite dans la série siliceuse, avec la jadéite, le champ de stabilité de la lawsonite devrait avoir une limite se recourbant aux pressions élevées vers des températures plus faibles.

- *couverture Briançonnaise interne post-werfénienne* : domaine P-T > 335°C/2 kb ou 315°C/5 kb (paragonite) ; < 365°C/2,5 kb ou 380°C/5 kb (pyrophyllite + diaspore) ; (> 4 kb ?? : phengite).

Le domaine P-T possible défini par les associations des métasédiments alumineux du Jurassique de Vanoise (mais sur la base de courbes de deux auteurs différents) correspondrait, dans la grille pétrogénétique présentée, en partie à celui de lawsonite, en partie à celui de l'épidote. Les amphiboles ferrifères de la couverture briançonnaise interne, leur zonation et leurs altérations ne donnent aucune indication fondée sur des résultats expérimentaux.

- zone piémontaise, SW du Grand Paradis (zone de Zermatt-Saas s.l. interne) : méta-ophiolites : domaine P-T > 10 kb/440°C ou 12 kb/500°C ou 14 kb/600°C (omphacite à $\text{di}_{50}\text{jd}_{50}$, courbe de KUSHIRO extrapolée parallèlement à celle de WIKSTRÖM ; l'extrapolation de la courbe éclogite/granulite à grenat (pyroxène non déterminé) de RINGWOOD et GREEN donne environ 10 kb/680°C ou 12 kb/770°C ; ces températures semblent trop élevées),

→ ? (glaucophane s.l.)

→ domaine P-T > 4 kb/450°C ou 7 kb/470°C (biotite brune et non stilpnomélane) ; 2 kb/550°C ou 5 kb/575°C (schistes verts et non amphibolite).

Dans les métasédiments associés : domaine P-T < 500-575°C (chloritoïde, muscovite + quartz) ; (>400°C/4 kb ou 500°C/6 kb ?? : phengite).

- méta-ophiolites piémontaises, région Vanoise-Ambin p.p. : T < 450°C et P > 3 kb (lawsonite ; domaine P-T < 340°C/4 kb ou 385°C/7 kb (lawsonite) ;

P > 2,5 kb (pumpellyite + actinote) ; domaine P-T > 320°C/3 kb ou 280°C/5 kb (pumpellyite + actinote) ;

ou : T > 350°C ; domaine P-T > 350°C/2,5 kb, ou 365°C/5 kb, ou 370°C/7 kb (actinote + épidote) (mais influence de XCO_2 ?).

Ces conditions sont en partie équivalentes à celles de la zone houillère.

- méta-ophiolites piémontaises, Queyras et haute Ubaye (zone de Zermatt-Saas s.l. externe) : domaine P-T > 10 kb/environ 250°C ou 12 kb/400°C ou 14 kb/environ 500°C (jadéite + quartz) ; T < 450°C et P > 3 kb (lawsonite) ; domaine P-T < 340°C/4 kb ou 385°C/7 kb (lawsonite),

→ ? (glaucophane s.l.),

→ ? (chlorite + albite) ; domaine P-T > 350-400°C/P indéterminée (épidote) ; < 450°C/4 kb ou 470°C/7 kb (présence de stilpnomélane et non de biotite brune).

La limite supérieure de 450°C fixée par la présence de lawsonite dérive d'une extrapolation de la courbe de NITSCH (1972) jusqu'à son intersection avec la courbe d'équilibre $\text{ab} \rightleftharpoons \text{jd} + \text{qz}$ (établie en traçant à partir du point de JOHANNES *et al.*, 1971, une parallèle à la courbe de JOHANNES et PUHAN, 1971) ; le même chiffre de 450°C a été obtenu par des calculs de GHENT et COLEMAN (1973) en fonction de fH_2O .

La pumpellyite n'étant pas en présence de quartz, son champ de stabilité dépasse probablement la limite imposée par la réaction $\text{pu} + \text{ab} + \text{qz} \rightleftharpoons \text{act} + \text{ép}$.

Il n'est pas impossible que l'antigorite des serpentinites associées soit métastable : si la limite inférieure de sa stabilité se trouve effectivement aux environs de 450°C pour 1-2 kb, son domaine ne pourrait couvrir une partie de celui de la lawsonite que si la courbe qui le limite vers les P-T faibles avait une forte pente négative. Il en va de même pour les relations antigorite-pumpellyite (coexistant par exemple au Mont Jovet).

- Schistes lustrés piémontais, région Vanoise-Ambin et Queyras (zone du Combin s.l. : domaine P-T > 335°C/2 kb ou 315°C/5 kb (paragonite) ; < 530°C/2 kb ou 550°C/4 kb (muscovite + chlorite + quartz) ; (? > ~400°C/2 kb : muscovite et non illite) ; (? < 450°C/1 kb : albite de basse température).

Les calcschistes banaux à quartz+albite+mica blanc+chlorite ne laissent pas déterminer d'évolution paragenétique.

- zone delphino-helvétique :

- flyschs de Taveyannaz et du Champsaur : domaine P-T vers l'Est : < 345°C/2 kb (pumpellyite + prehnite) ou < 260°C/7 kb. Vers l'Ouest : P < 3 kb et T < 300°C (laumontite).

- marnes, schistes, etc. : températures croissant de la zone de diagenèse (à l'Ouest) à l'anchizone, puis vers l'épizone (à l'Est) : de < 300°C (kaolinite + quartz), puis > environ 355°C (paragonite, déjà dans l'anchizone), puis > 400-420°C (??) (cristallinité d'épizone).

Par suite de la présence de jadéite, de glaucophane s.l., de chloritoïde, puis de chlorite, sans lawsonite, les conditions P-T qui ont successivement régné dans le Versoyen ont dû être assez voisines de celles du socle briançonnais de Vanoise-Ambin.

Il faut souligner combien ces chiffres donnent des limites seulement indicatives. Les systèmes étudiés expérimentalement sont souvent plus simples que les systèmes naturels. De plus certains chiffres cités ne sont que provisoires. Enfin on n'a pas tenu compte, à ce stade, de la composition de la phase fluide, qui peut être cause de l'absence de certains minéraux. Plusieurs minéraux indiquent, lorsqu'ils sont présents, une phase fluide pauvre en CO_2 au moment de leur formation : zoisite, sphène, serpentine, lawsonite. D'un autre côté une simple augmentation de XCO_2 a pu théoriquement suffire à rendre ces minéraux instables et provoquer leur altération. On en a d'excellents exemples dans des échantillons de calcschistes où la lawsonite a disparu dans les lits carbonatés, mais subsiste en reliques dans les lits silicatés*. D'autres variations de la composition de la phase fluide concernent l'oxygène (cf. hématite-magnétite) ou l'acidité du système (ALTHAUS et WINKLER, 1962; ALTHAUS, 1969).

Les variations des conditions P-T successives dans les différentes séries lithologiques et unités structurales sont esquissées très schématiquement dans la fig. 98, en fonction des données expérimentales. On a complété la figure par les conditions estimées pour la zone Zermatt-Saas s.l. en val d'Aoste et en Valais, pour les massifs penniques internes et pour la zone Sesia-Lanzo.

Les paragenèses exprimées étant liées aux faciès lithologiques, la définition des conditions P-T leur est aussi liée, puisque certains minéraux sont des indicateurs plus précis de la pression ou de la température. Les

* Rappelons à ce sujet que les études d'inclusions fluides menées par POTY (1969) dans des fissures tardives du Mont Blanc y ont mis en évidence des solutions aqueuses de NaCl pauvres en CO_2 , sauf dans une phase finale où PCO_2 est élevée.

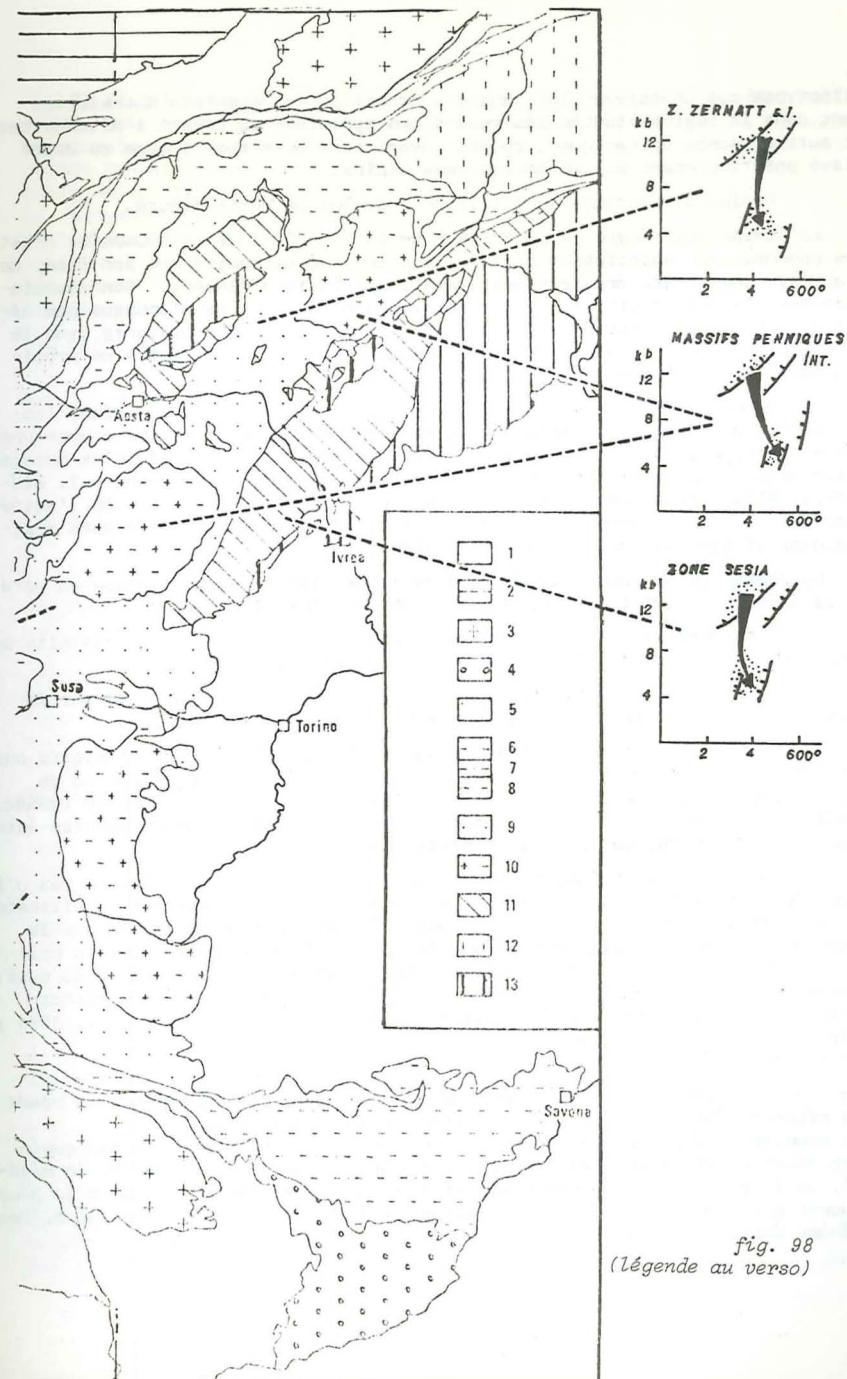
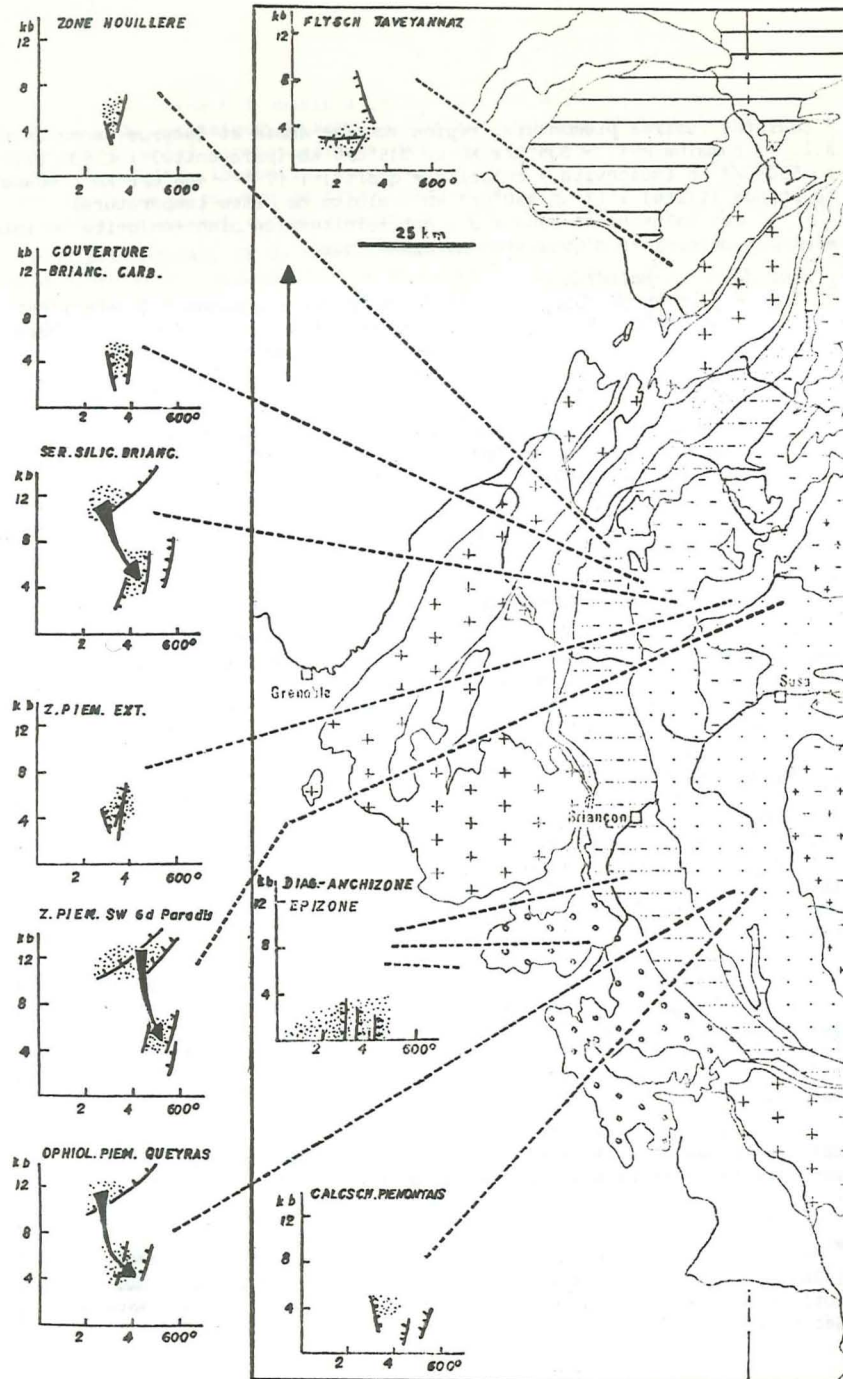


fig. 98
(légende au verso)

lithotypes qui conservent le mieux les traces des paragenèses successives sont dans la région étudiée les roches peu hydratées au départ : métabasites et autres roches volcaniques, roches ayant subi un métamorphisme de degré élevé antérieurement aux métamorphismes alpins.

Quelques remarques sont à faire à propos de cette figure.

1. La limite supérieure de pression pour la stabilité de la lawsonite n'est pas connue. Son association parfois avec la jadéite montre que son champ de stabilité peut s'étendre largement vers les pressions élevées. Son association avec la pumpellyite ou seulement avec albite + quartz n'indique pas nécessairement des pressions aussi élevées. C'est ce qui se présente dans la zone houillère où par ailleurs les métasédiments ne donnent guère de précisions sur les conditions P-T.
2. Les domaines P-T obtenus pour les séries siliceuses briançonnaises (socle et couverture du Paléozoïque supérieur-Werfénien) et pour les couvertures briançonnaises post-werfénien sont très différents. D'un côté les paragenèses des schistes verts sont précédées de paragenèses à glaucophane s.l. alumineux, elles-mêmes précédées de paragenèses à jadéite + quartz. De l'autre côté on n'a que des amphiboles sodiques ferriques, pyroxènes sodiques aegyriniques et associations de schistes verts.
3. La rareté de la lawsonite au Nord de la Maurienne et son absence au Nord de la Sassièrè peuvent être dues à l'un de ces trois facteurs :
 - température plus élevée, amenant le remplacement de la lawsonite par l'épidote suivant la réaction : $lw \rightarrow zo + marg + qz$;
 - X_{CO_2} plus élevée, amenant le remplacement de la lawsonite par la calcite suivant la réaction : $lw + qz + CO_2 \rightarrow cc + py + H_2O$;
 - cristallisation initiale de lawsonite, ultérieurement remplacée par l'épidote ou la calcite en raison d'une augmentation de température ou de X_{CO_2} , suivant les réactions ci-dessus. C'est l'opinion d'ELLENBERGER (1958a, 1960) en Maurienne, tout comme de FRY et FYFE (1971) dans une paragenèse antérieure aux éclogites de la zone Zermatt-Saas.

Dans le socle briançonnais - Grand-Saint-Bernard, il n'existe pas d'indice d'une cristallisation primitive de lawsonite. L'épidote est le silicate calcique stable avec l'amphibole sodique. Il semble donc plausible que la température y ait été plus élevée que les 350-420° nécessaires pour la cristallisation d'épidote au lieu de lawsonite. D'un autre côté une limite supérieure pour la température est fournie par la persistance de micas blancs dont l'équilibre isotopique K-Ar est resté anté-alpin (BOCQUET et al., 1974 ; voir chapitre de chronologie).

Fig. 98. - Distribution cartographique des conditions P-T possibles au cours des métamorphismes alpins. Légende structurale : voir fig. 1. Les domaines P-T possibles (en pointillés) sont en partie limités par quelques courbes expérimentales (en traits épais ; barbelures du côté où le minéral, ou l'association, déterminant est stable). Ces domaines ne sont le plus souvent pas limités du côté des pressions par des données expérimentales. Les flèches indiquent l'évolution des conditions P-T dans le temps.

4. En ce qui concerne les Schistes lustrés (Calcschistes) une distinction a été faite entre les calcschistes et micaschistes de la (ou des ?) masse principale, sus-jacente, et les métasédiments qui sont situés au contact des roches ophiolitiques. Les premiers comportent une paragenèse à calcite + quartz + mica blanc + chlorite qui est peu indicative sur les conditions P-T de sa formation ; cette association ne montre pas d'évolution, elle est restée stable depuis sa formation. Les métasédiments situés au contact des roches ophiolitiques comportent par contre une paragenèse à glaucophane-lawsonite qui a évolué vers une association incomplètement réalisée à chlorite-albite-épidote-mica blanc.
 5. Parmi les méta-ophiolites piémontaises sont distinguées les évolutions :
 - au SW du Grand Paradis (à éclogites, sans lawsonite \rightarrow amphibole bleue \rightarrow chlorite + albite + biotite verte ;
 - dans une grande partie des lentilles entre Grand Paradis et Vanoise (à lawsonite-pumpellyite) ;
 - dans le Sud du Queyras (à jadéite, lawsonite, pumpellyite, amphibole bleue \rightarrow chlorite + albite + actinote ;
 - au Montgenèvre aussi les conditions sont différentes (pumpellyite).
 6. Les différentes paragenèses expriment des gradients géothermiques T/P différents. Les plus faibles sont ceux des paragenèses à jadéite et lawsonite des méta-ophiolites du Queyras et de la série siliceuse d'Acceglio. Ceux des paragenèses à jadéite ou pyroxène jadéitique de Vanoise, d'Ambin et du Versoyen ont pu être légèrement plus élevés (pas de lawsonite, mais épidote). Dans les paragenèses éclogitiques (SW du Grand Paradis), la température a dû être plus élevée et le gradient géothermique a pu être plus fort, avec une PH_2O faible dans les stades initiaux. Dans la zone houillère l'association à lawsonite-pumpellyite traduit un gradient relativement faible, de l'ordre de celui du socle briançonnais.
- Ensuite le gradient géothermique a tendu à devenir "normal" dans les derniers faciès, de schistes verts, et la phase fluide s'est probablement enrichie en CO_2 .
- On discutera plus loin la question de savoir si les gradients géothermiques analogues ont été partout contemporains ou s'il s'est produit plusieurs fois, dans des zones différentes, un gradient géothermique faible suivi, après un laps de temps plus ou moins long, d'une évolution vers une normalisation des conditions P-T.
7. La répartition des minéraux, la position des "isogrades de réaction" et la distribution des différentes conditions P-T ont des relations diverses avec les unités structurales. Ainsi les faciès de haute pression, éclogitiques ou à pyroxènes jadéitiques, sont liés à certaines unités : la zone Zermatt-Saas s.l., le socle briançonnais (+ couverture siliceuse p.p.) et le Versoyen. L'interprétation en est que le métamorphisme de haute pression est antérieur aux relations géométriques actuelles entre les unités. Dans la zone Zermatt-Saas s.l. le métamorphisme de haute pression est un "métamorphisme transporté" (DAL PIAZ et al., 1972) ; les données chronologiques qui seront exposées dans le chapitre suivant le confirmeront. Dans le socle briançonnais la succession des conditions P-T est assez analogue à celle de la zone piémontaise, mais son

âge n'est pas déterminé. Par contre le faciès de schistes verts a une distribution qui recoupe les limites structurales et leur est donc postérieur (voir BOCQUET, DAL PIAZ *et al.*, sous presse).

8. Dans les méta-ophiolites piémontaises apparaît une *diminution de la température et peut-être aussi de la pression en direction du Sud ou du Sud-Ouest*, entre les faciès à éclogite et ceux à jadéite + lawsonite. Dans la zone briançonnaise l'absence de lawsonite dans les massifs de Vanoise et d'Ambin, si elle est bien primaire, et sa présence vers Acceglio traduit une diminution de température vers le Sud.

Au cours de l'évolution ultérieure du métamorphisme des méta-ophiolites piémontaises vers le faciès de schistes verts, une variation de température analogue persiste : au Sud l'association chlorite + albite est peu développée, tandis qu'une association à amphibole bleu vert, suivie d'une association à chlorite + albite bien développées existe vers le Nord et le Nord-Est.

Des zones internes vers les zones externes (de l'Est vers l'Ouest, le Nord-Ouest ou le Sud-Ouest), la température au cours du faciès schistes verts diminue depuis les régions à biotite brune (massifs penniques internes) vers celles à biotite verte-stilpnomélane, puis à chlorite-stilpnomélane (zone piémontaise *pro parte*, zone briançonnaise, Mont Blanc, zones externes). Si l'association à lawsonite-pumpellyite de la zone houillère est contemporaine de celle à pyroxène sodique ou celle à glaucophane *s.l.* du Briançonnais interne, elle indique des pressions et des températures diminuant vers l'Ouest.

9. En dehors de la région étudiée *les températures et peut-être les pressions croissent encore un peu vers l'Est et le Nord-Est*, où les éclogites deviennent très abondantes et où le disthène est présent (zone Zermatt-Saas *s.l.* et *s.str.* ; zone Sesia ; massifs penniques internes ; BEARTH, 1962, 1966, 1967, 1970 ; BORTOLAMI et DAL PIAZ, 1970 ; DAL PIAZ, 1971a, 1974b)*. La situation est compliquée d'une part par un fort gradient de P décroissant vers le Nord, qui semble mis en évidence à l'intérieur de la zone Sesia pour la première phase de métamorphisme, et par l'empilement des nappes austro-alpines affectées de conditions métamorphiques d'intensité différente (DAL PIAZ *et al.*, 1972, 1973).

Vers le Nord, dans la zone du Grand-Saint-Bernard en Valais, des paragenèses initiales à pyroxène jadéitique ne sont pas connues, de telle sorte que la décroissance des pressions initiales du S au N semble s'y poursuivre. Au cours de l'évolution ultérieure la légère croissance S-N de la température y a produit des prasinites plus courantes que dans Vanoise-Ambin où prédominent les ovaridites.

* Les estimations de température de CHINNER et DIXON (1973), celles de KIENAST et VELDE (1970) et celles de VELDE et KIENAST (1973) - plus de 500-700°C pour 8,5 ou 10-15 kb, c'est-à-dire hors du champ de stabilité du chloritoïde + quartz - prêtent à discussion (BEARTH, 1973 ; DAL PIAZ, 1974b). Si l'association ky-zo demande effectivement des conditions sévères ($P > 9$ kb et $T > 640-650^{\circ}\text{C}$; STORRE et NITSCH, 1974), il n'est pas démontré que le disthène de Zermatt ait été stable avec la zoisite. En outre le chloritoïde n'y pseudomorphose pas de staurotide.

Chronologie

Données paléontologiques et stratigraphiques

Plusieurs séries sédimentaires détritiques alpines renferment des fragments de roches ophiolitiques métamorphiques à amphibole sodique, lawsonite, pumpellyite. L'âge de ces séries est oligocène ou miocène. On connaît ainsi :

- des galets des conglomérats oligocène inférieur des environs de Barrême (CHAUVEAU et LEMOINE, 1960) ; de GRACIANSKY *et al.*, 1971) ;
- des galets de la molasse miocène des environs de Grenoble (BOCQUET, 1966 ; dans ces galets, la lawsonite a été ultérieurement déterminée) ;
- les minéraux lourds des molasses tertiaires du Bas-Dauphiné (LATREILLE, 1969). Le glaucophane *s.l.* apparaît à partir du Burgidalien dans le Bas-Dauphiné et en Savoie, à partir de l'Aquitainien en Haute Savoie. La molasse suisse en renferme dès l'Oligocène.

Par ailleurs les foraminifères (*Globotruncana*) englobés dans les amphiboles bleues de marbres chloriteux de Vanoise (RAGUIN, 1925, 1930 ; *cf.* pl. J c, d) montrent que ces minéraux de métamorphisme y sont nés postérieurement au Crétacé supérieur-Paléocène, âge des sédiments.

Le métamorphisme à zéolites et à pumpellyite-prehnite qui affecte les grauwackes de Taveyannaz et du Champsaur (dont l'âge stratigraphique est attribué pour des arguments de superposition stratigraphique à l'Eocène supérieur et/ou l'Oligocène inférieur) a été considéré comme d'âge aquitainien à pontopliocène par MARTINI (1968) qui a mis en relation les faciès métamorphiques de ces grauwackes avec une chronologie du déplacement des Préalpes et du plissement des zones externes.

Deux époques différentes de cristallisation de pumpellyite semblent donc exister, l'une antérieure aux associations à pumpellyite-lawsonite-glaucophane présentes dans les conglomérats oligocène inférieur des environs de Barrême, l'autre postérieure au dépôt des grès de Taveyannaz et du Champsaur.

Données radiométriques

Les données radiométriques publiées sont rassemblées dans la fig. 99.

1. On trouve tout d'abord les âges de 101 (dégâts d'irradiation sur zircon) ou de 114 Ma (K-Ar zur hornblende) et de 140 (dégâts d'irradiation) ou de 142 Ma (K-Ar), fournis par deux échantillons de l'anorthosite sodique (ou albitite ; "syénite") de la Replatte du Gondran au Montgenèvre (PUSZTASZERI, 1969). Il est possible que l'un de ces deux âges soit celui de la formation de la roche.

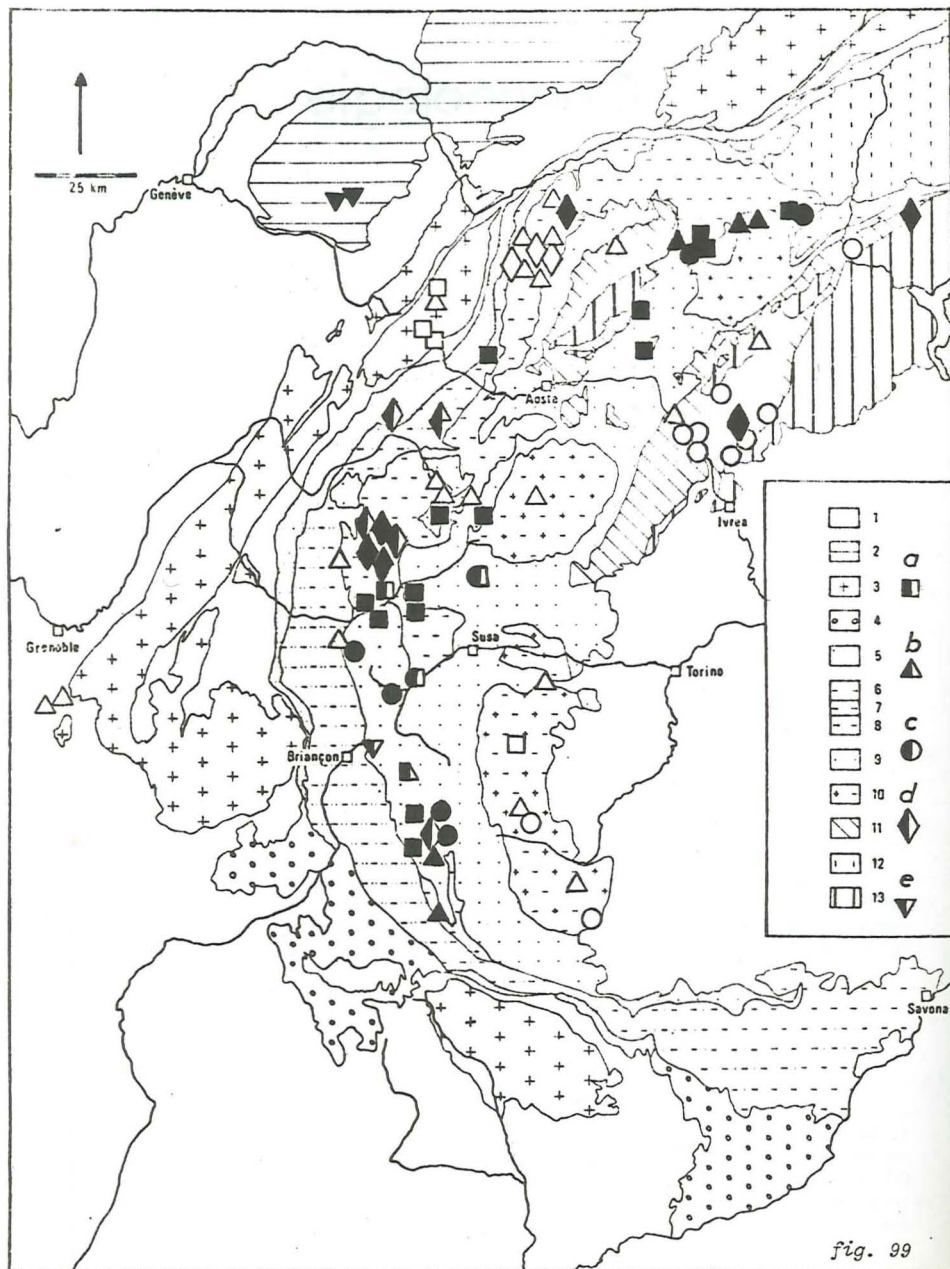


fig. 99

Dans le flysch des Gêts, des hornblendes des ophiolites ont fourni des âges de 140 à 180 Ma (BERTRAND, 1971).

2. Vient ensuite un groupe d'âges du Crétacé supérieur, allant d'environ 100-95 à 67 Ma. Ils ont été obtenus sur plusieurs amphiboles sodiques ou calco-sodiques des méta-ophiolites piémontaises ou des métasédiments associés aux roches ophiolitiques piémontaises (HUNZIKER, 1974b ; BOCQUET *et al.*, 1974) et sur une amphibole sodique provenant du Trias inférieur de la couverture d'Ambin (BOCQUET *et al.*, 1974). Un âge analogue a été obtenu sur un mica blanc provenant d'un micaschiste de Dora-Maira (VIALETTE et VIALON, 1964, méthode Rb-Sr) et sur une muscovite provenant du granite du Mont Blanc (LEUTWEIN *et al.*, 1970) ; il est vraisemblable que ce dernier âge est un âge mixte. Des concentrations secondaires d'uranium ont été influencées par le métamorphisme alpin au SE de Dora-Maira où la minéralisation uranifère principale est permienne (FERRARA *et al.*, 1958 ; mesure du RaD).

Dans la zone briançonnaise - Grand-Saint-Bernard, c'est l'âge apparent ?) de certains micas blancs du Valais et de Vanoise (BOCQUET *et al.*, 1974 ; méthode K-Ar).

Cet âge éoalpin est celui des premières paragenèses alpines, plusieurs fois datées en dehors de la région étudiée, dans la région de Zermatt et du val d'Aoste et dans la zone Sesia-Lanzo (DAL PIAZ *et al.*, 1972 ; HUNZIKER, 1974b).

Il faut noter que cet âge éoalpin, Crétacé supérieur, n'est pas lié à un minéral ou à une composition particulière de ce minéral : il y a des micas blancs, des amphiboles sodiques et calco-sodiques et un pyroxène (dans la zone Zermatt) de cet âge ; parmi les amphiboles sodiques éoalpines se trouvent le glaucophane, le ferroglaucophane et la crossite. Tout ceci montre deux choses :

- Les conditions éoalpines de métamorphisme n'ont pas seulement fait cristalliser du glaucophane vrai, c'est-à-dire le terme le plus magnésio-alumineux. Une composition crossitique y a été stable. Mais on a vu que le chimisme de la roche hôte influence fortement celui de l'amphibole bleue qu'elle contient (BOCQUET, 1974d).

- D'après les observations microscopiques on sait que l'amphibole bleu vert est postérieure au glaucophane s.l. L'âge de 80 Ma trouvé sur une ferro-actinote subcalcaïque d'Avérole et d'autres âges éoalpines obtenus sur d'autres amphiboles bleu vert dans les Alpes penniques italiennes (HUNZIKER, 1974b) montrent que cette transformation est encore éoalpine. Les transformations : pyroxène jadéitique → glaucophane → amphibole bleu vert + albite correspondent donc à une seule période chronologique. Une partie de l'albite date de la période éoalpine de métamorphisme et il n'est pas interdit de penser qu'une partie de la chloritisation s'est déjà effectuée à cette époque.

Fig. 99. - Carte montrant les données radiométriques actuellement disponibles concernant les métamorphismes alpins. D'après BOCQUET *et al.* (1974), complété par les références citées dans le texte.

Groupes d'âges : a. 15-30 Ma. b. 39-53 Ma. c. 65-100 Ma. d. Suppression d'argon. e. 100-180 Ma.

Symboles noirs : âges obtenus sur amphiboles. Symboles creux : âges obtenus sur micas, pyroxènes, etc.

3. Des âges de l'*Eocène supérieur* ou de la *limite Eocène/oligocène* ont été fréquemment trouvés (53 ± 3 à 33 ± 1 Ma). Ces âges sont ceux de :

- micas blancs et biotites des massifs penniques internes (Grand Paradis, K-Ar : KRUMMENACHER et EVERNDEN, 1960 ; Dora-Maira, Rb-Sr : VIALETTE et VIALON, 1964 ; Mont Rose, Rb-Sr : HUNZIKER, 1969, 1970) ;
- micas blancs, biotites et feldspaths potassiques du Mont Blanc (K-Ar : KRUMMENACHER et EVERNDEN, 1960 ; Rb-Sr : BAGGIO *et al.*, 1967 ; LEUTWEIN *et al.*, 1970) ;
- dans le socle et la couverture de la zone briançonnaise, ainsi que dans les métasédiments et méta-ophiolites de la zone piémontaise (K-Ar et Rb-Sr : HUNZIKER, 1974b ; BOCQUET *et al.*, 1974) : un mica blanc du Rutor, des micas blancs et des biotites du Grand-Saint-Bernard valaisan, des phengites de la couverture permo-paléocène de Vanoise et des environs du Fréjus, une phengite de la zone houillère, une amphibole sodique de la couverture mésozoïque de la zone d'Acciglio, une amphibole sodique et un mica blanc de calcschistes et de micaschistes piémontais.

Ce groupe d'âges a aussi été trouvé sur des amphiboles et des micas blancs des méta-ophiolites piémontaises de la région de Zermatt et dans les Alpes cottiennes septentrionales à Ulzio, ainsi que dans la zone Sesia-Lanzo (DAL PIAZ *et al.*, 1972 ; HUNZIKER, 1974b).

La comparaison des valeurs obtenues par K-Ar et par Rb-Sr sur les mêmes micas a montré que les premières sont parfois affectées d'une légère surpression d'argon : l'événement daté est chronologiquement situé entre 35 et 40 Ma, comme la cristallisation lépontine dans la région de l'Ossola-Tessin.

L'Eocène est aussi l'âge trouvé dans une spilite d'épanchement triasique de la zone dauphinoise, des phyllites (biotite, phlogopite ? + chlorite) qu'elle renferme et un schiste associé (BOCQUET, DELALOYE et VIALETTE, 1974)*.

Les âges crétacé supérieur étant appelés éoalpins (DAL PIAZ *et al.*, 1972), les événements de l'Eocène-Oligocène ont parfois été dénommés méso-alpins (TRÜMPY, 1973), ultrahelvétiques (HSÜ et SCHLANGER, 1971), ou encore lépontins (BEARTH, 1962) à cause de l'âge de la culmination thermique du métamorphisme dans les Alpes lépontines (région de l'Ossola-Tessin). On parlera ici plutôt de phase alpine (comme le disent les tectoniciens par opposition à la phase tectonique laramienne, pyrénéenne, etc.), ou de phase éocène-oligocène.

4. Un dernier groupe d'âges comprend la *limite Oligocène-Miocène et le Miocène inférieur*. Ces valeurs ont été obtenues par les méthodes K-Ar et Rb-Sr sur :

- une biotite du massif Dora-Maira (VIALETTE et VIALON, 1964),
- une biotite, ainsi que des micas blancs et des feldspaths potassiques de fissures dans le massif du Mont Blanc (BAGGIO *et al.*, 1967 ; LEUTWEIN *et al.*,

* Le faciès schistes verts des spilites intrusives dans la croûte sialique externe (Pelvoux) a été rattaché à un métamorphisme de type de fond océanique par VIALON (PECHER et VIALON, 1973 ; VATIN-PERIGNON et VIALON, 1974). Des datations de ces roches et de leurs minéraux seraient souhaitables.

1970),

- une amphibole bleue de la couverture d'Ambin,
- des amphiboles sodiques ou calco-sodiques des méta-ophiolites et des méta-sédiments piémontais (BOCQUET *et al.*, 1974 ; HUNZIKER, 1974b).

Les chiffres donnés sont assez dispersés et leur interprétation délicate. Le plus vraisemblable est qu'il s'agit d'âges de recristallisation et d'altération.

5. Plusieurs minéraux n'ont pas fourni de valeurs d'âge. Ce sont tout d'abord des minéraux à peu près dépourvus de K (chlorites ; certaines amphiboles sodiques, en particulier une grande partie de celles contenues dans les calcaires et marbres mésozoïques) ; mais ils ont permis de préciser les rapports initiaux des teneurs. D'autre part un *excès d'argon radiogénique* est apparu dans des amphiboles, hérité de minéraux préexistants. Les amphiboles sodiques du socle, déjà métamorphisé avant l'orogénèse alpine (cas de la Vanoise, de Sesia, etc.), ont ainsi capté l'argon radiogénique des biotites ou d'autres minéraux aux dépens desquels elles se sont formées. La seule valeur qui pourrait être plus proche de l'âge réel est celle de 102 ± 6 Ma obtenue sur l'amphibole bleue d'une glaucophanite (ex-amphibolite rubanée à hornblende et grenat ; éch. n° 923). Toutefois cette valeur peut ne correspondre elle aussi qu'à une surpression d'argon et l'âge réel du minéral peut être éocène. Une amphibole bleue du Versoyen a elle aussi montré un excès d'argon radiogénique.

6. Antérieurement à ces âges alpins on trouve tout d'abord des âges *permien*. Dans le Mont Rose, où il a d'abord été mis en évidence, l'événement permien a provoqué l'homogénéisation isotopique Rb-Sr non seulement des micas blancs, mais aussi de la roche totale (HUNZIKER, 1970). Il y est associé à une réorientation des micas et semble constituer un métamorphisme autonome, lié à une phase tectonique. Les micas blancs du socle de Vanoise se sont aussi montrés en grande partie d'âge permien (BOCQUET *et al.*, 1974). Il en va de même pour une biotite d'Ambin. Un échantillon (n° 526) est un mélange de muscovite et de paragonite : l'âge apparent de 194 Ma obtenu pour la poudre totale traduit le mélange d'une majorité de mica blanc permien (muscovite ?) avec un mica alpin (paragonite ?). Le même âge permien a été obtenu pour une muscovite des gneiss du Sapey. Cette muscovite a été en partie détruite et remplacée par une phengite dont l'âge est alpin.

Dans le socle briançonnais on ne dispose pas à l'heure actuelle d'éléments permettant d'associer à l'événement permien des déformations telles qu'il en a été admis dans le Mont Rose. Cet événement permien est peut-être génétiquement lié au magmatisme répandu de cette époque, exprimé dans la zone briançonnaise - Grand-Saint-Bernard en Vanoise, dans le val d'Aoste, en Valais et dans le Briançonnais ligure, par les granitoïdes de mise en place superficielle que semblent être les gneiss du Sapey.

Dans le massif d'Ambin la biotite brune du gneiss à deux micas et grenat du Saut de l'Oulle, dans le vallon d'Ambin, est permienne (d'après la méthode Rb-Sr ; elle renferme de l'Ar hérité) et le mica blanc est *hercynien* (BOCQUET *et al.*, 1974). Des données provisoires de GAY et VIALETTE (1974) concernant le système Rb-Sr de la roche totale indiquent un âge anté-alpin pour les roches de la série inférieure d'Ambin. Au sujet des événements

hercyniens et antérieurs dans le socle des Alpes occidentales, on verra BOCQUET, DAL PIAZ *et al.* (sous presse) et HUNZIKER (1974a)*.

Discussion : répartition des âges en fonction des zones structurales et des faciès métamorphiques

a) Zone piémontaise

Les méta-ophiolites et les métasédiments associés renferment des minéraux qui ont fourni une même gamme d'âges, tout comme ces roches montrent des successions analogues de paragenèses, qui sont d'abord de haute pression. Le faciès de haute pression y est du Crétacé supérieur, comme l'est aussi une partie au moins de l'altération de l'amphibole sodique en amphibole bleu vert + albite (et d'autres altérations ?). Mais il y existe aussi des amphiboles sodiques, bleu vert et des micas dont l'âge a été déterminé comme étant soit éocène, soit miocène. La phase éocène de recristallisation s'y est donc déroulée dans un régime de pressions permettant la formation d'amphibole sodique.

Il est plus difficile de savoir ce que représentent les âges miocènes. Ils ont été obtenus notamment dans une méta-ophiolite où glaucophane, lawsonite et jadéite semblent en association paragenétique au moins grossièrement contemporaine et dans un micaschiste à amphibole sodique et lawsonite où le mica a fourni un âge éocène. Comme on l'a dit plus haut, le plus vraisemblable est qu'il s'agit de recristallisations ou d'altérations.

La phase crétacé supérieur, éoalpine, a affecté la zone Zermatt-Saas s.l., notamment les masses ophiolitiques situées au SW du Grand Paradis, les méta-ophiolites et métasédiments associés du Queyras et la petite lentille ophiolitique d'Ulzio (route de Madonna Catolivier). On ne dispose pas encore de données concernant la masse principale des calcschistes sus-jacents, dont le faciès métamorphique, rappelons-le, est seulement de schistes verts. La zone du Combin s.l. est considérée comme n'ayant pas été touchée par la phase crétacé supérieur de haute pression (DAL PIAZ *et al.*, 1972 ; DAL PIAZ, 1974a, b ; HUNZIKER, 1974b).

b) Versoyen

Le phénomène d'argon hérité affecte l'amphibole sodique étudiée à

* Deux dosages de Pb total ont été effectués sur des zircons de Vanoise. Cette méthode ne donne que des résultats de valeur très incertaine ; en particulier dans une région polymétamorphique elle ne mène pas à des âges réels. On se contentera donc de citer les chiffres obtenus (par G. VIVIER à Grenoble). Le premier échantillon provenait du métagranite de Vanoise méridionale, le second du "granophyre" de Villaroger. Les chiffres obtenus, auxquels on ne peut donc pas accorder de signification, ont été respectivement de 338 ± 13 Ma et de 1095 ± 21 Ma. D'autres chiffres ont été publiés par CHESSEX *et al.* (1964) et par CHESSEX *et al.* (1966) sur la zone du Grand-Saint-Bernard.

la Pointe du Clapey, dans une association à jd-gl-ctd-mica blanc-chl. La question du minéral antérieur ayant pu légèrer de l'argon radiogénique à l'amphibole n'est pas résolue.

c) Socle briançonnais et couverture siliceuse (Paléozoïque supérieur-Werfénien)

Après les événements hercyniens et permien le métamorphisme alpin a débuté dans la série siliceuse briançonnaise - Grand-Saint-Bernard par des paragenèses de haute pression à pyroxène sodique, puis amphibole sodique. Ce faciès n'est pas encore daté radiométriquement : les amphiboles sodiques possèdent de l'argon hérité et les micas datés y sont hercyniens, permien ou éocène-oligocène ; quelques âges éoalpins obtenus sur des micas ne sont peut-être que des âges apparents, affectés par de l'argon radiogénique hérité (ceci doit encore être vérifié par des mesures Rb-Sr).

Si ce faciès de haute pression est réellement éoalpin, on se heurte au fait que la sédimentation de la couverture briançonnaise sus-jacente a duré jusqu'à l'Eocène. Cette couverture est mince et un métamorphisme de haute pression ne peut avoir affecté le socle pendant qu'elle se déposait par-dessus. Si donc la paragenèse à pyroxène jadéitique et peut-être en partie celle à amphiboles sodiques du socle et de la couverture siliceuse sont réellement éoalpines, la couverture carbonatée briançonnaise doit logiquement être complètement allochtone par rapport à la série siliceuse sous-jacente. L'autre volet de l'alternative est que les paragenèses à pyroxène jadéitique et amphibole sodique du socle et celle à amphibole sodique ferrière de la couverture sont contemporaines et éocènes.

L'association ovariditique à chlorite + albite qui a succédé aux associations des glaucophanites n'a pas encore été datée radiométriquement. Dans le socle briançonnais des âges miocènes n'ont pas (pas encore ?) été obtenus.

La solution de ce problème se trouve dans les données qui seront fournies par la méthode Rb-Sr, qui montreront si les âges éoalpins obtenus par la méthode K-Ar sont réels ou correspondent à une surpression d'argon.

Le métamorphisme alpin, il faut le souligner, n'a pas été d'une température suffisamment élevée pour rouvrir le système isotopique des micas permien du socle briançonnais : la température a été inférieure à 500°C.

d) Couverture briançonnaise carbonatée

La couverture essentiellement carbonatée qui va du Trias moyen à l'Eocène et qui comporte des associations à amphiboles sodiques ferrières-aégyrine, puis à biotite verte et à stilpnomélane, a fourni des âges éocènes (phengite, amphibole bleue) et miocènes (amphibole bleue). Un âge éoalpin a été trouvé pour une crossite des marbres phylliteux d'Ulzio, au moulin de la Beaume (niveau du Trias moyen ou inférieur briançonnais : FRANCHI, 1898 ; COLOMBA, 1900). Si cet âge est réel, on se voit mené à admettre une allochtonie complète de la couverture postérieure à ce niveau de marbres phylliteux. En effet cette série de couverture monte jusqu'à l'Eocène et, comme elle est très mince, on ne peut envisager un métamorphisme des matériaux sous-jacents pendant son dépôt. Dans le cas d'Ulzio le clivage qu'il faudrait voir entre la partie inférieure et la partie supérieure de la couverture briançonnaise s'inscrirait au-dessus de ce niveau marmoréen (encore werfénien ?), collé aux quartzites werfénien.

e) Zone houillère

En dehors de l'âge permien de la muscovite des gneiss du Sapey et de l'âge tertiaire de la phengite qui en a dérivé ultérieurement, on ne dispose pas de données radiométriques concernant l'âge des cristallisations de cette zone. En particulier, l'âge de la paragenèse à lawsonite-pumpellyite des roches intrusives n'est pas précisé. Il peut a priori être parallélisé avec celui, ou ceux, des associations à amphibole bleue de la zone briançonnaise interne, c'est-à-dire être soit éocène, soit éoalpin, soit l'un et l'autre.

f) Zones externes

Les études de von RAUMER dans le Mont Blanc tendent à y montrer des successions minérales. Les âges radiométriques qui y ont été déterminés sur des minéraux des granites ou des fissures s'y groupent en âges éocènes et âges miocènes.

De l'Eocène semblent être aussi des altérations métamorphiques de spilites et dolomies triasiques au SW de Belledonne. Les transformations de l'illite en mica, marquant le passage de la diagenèse à l'anchizone, puis à l'épizone ne sont pas encore datées directement. L'hypothèse a été émise qu'elles aient débuté au Crétacé supérieur, en raison du décalage des cristallinités d'illites par un accident tectonique qui a dû jouer notamment à cette époque ; mais d'autres interprétations de ce décalage sont cependant parfaitement possibles et actuellement plus vraisemblables (APRAHAMIAN, 1974). Le chevauchement de Digne, dont le jeu serait de la fin du Pliocène (avec plissement de la surface au début du Quaternaire : GIGOT *et al.*, 1974), fait se superposer des niveaux de cristallinité différente. Les relations entre la cristallinité des nappes de l'Embrunais-Ubaye et de leur substratum devraient livrer des indications. Dans les Alpes de Glaris, des sédiments affectés par un métamorphisme allant de l'anchizone au sommet de l'épizone ont été datés de l'Oligocène inférieur à moyen (FREY *et al.*, 1973).

g) Conclusion : les questions non résolues

La fig. 100 résume les données géochronométriques pour chaque zone structurale, en fonction des principaux éléments stratigraphiques et tectoniques. Dans un but de comparaison le schéma a été étendu jusqu'à la zone Sesia-Lanzo.

Dans chaque zone structurale des questions concernant la géochronologie restent encore sans réponse :

- à quoi correspondent les âges néogènes obtenus dans la zone piémontaise : recristallisations, altérations ?
- quel est l'âge du faciès à pyroxène sodique et à glaucophane dans la série siliceuse briançonnaise : Crétacé supérieur, Eocène, ou l'un et l'autre ?
- quel est l'âge de l'association à lawsonite-pumpellyite de la zone houillère ?
- quelles sont les relations chronologiques, dans les zones externes, entre les associations à zéolites et à pumpellyite-prehnite et les transformations progressives accompagnant la cristallinité croissante de l'illite ?

Des réponses à ces questions découleront différents schémas évolutifs des métamorphismes alpins dans les Alpes occidentales.

Fig. 100. - Résumé schématique des données chronologiques concernant les métamorphismes alpins, dans leurs rapports avec la sédimentation et les déformations.

Symboles : A. mouvements verticaux. B. mouvement vertical de surrection. C. lacération crustale. D. mouvements de nappes : empilement et glissements gravitaires. E. rétrocharriage des structures. F. alimentation des grès de type de Taveyannaz en matériel andésitique de provenance interne (?). G. phase de métamorphisme datée radiométriquement. H. phase de métamorphisme non prouvée.

Types de métamorphisme : An. anchizone. HP. faciès de haute pression (jadéite). HPécl. faciès de haute pression à éclogites. HT. faciès amphibolite de plus ou moins haute température. pp. faciès à pumpellyite-prehnite. SV. faciès schistes verts. SVgl. faciès de schistes verts avec glaucophane s.l. SVlw. faciès de schistes verts avec lawsonite. Z. faciès à zéolites.

STRATIGRAPHIE

Zone delphino-helvétique

Socle et Paléozoïque supérieur

Le socle comporte des métasédiments et des metabasites. Il a été affecté de plusieurs métamorphismes, certains avec migmatisation ; l'âge est hercynien et anté-hercynien ; l'ensemble est rassemblé sous un seul figuré. Des intrusions granitoïdiques se sont effectuées au Paléozoïque supérieur. Le Paléozoïque post-hercynien est représenté surtout par des grès, des pélites et des conglomérats.

Couverture post-permienne

Une série carbonatée renferme à proximité du socle cristallin des laves spilitiques du Trias supérieur, parfois de la base du Lias. Dans les massifs subalpins, cette série est continuée jusqu'au Turonien, puis reprend au Séno-nien. A l'Oligocène et au Miocène la sédimentation est faite de flyschs ou de molasses (grès de Taveyannaz et du Champsaur, conglomérats de Barrême, molasses des massifs subalpins et du Bas-Dauphiné).

La zone ultradelphino-helvétique et la zone subbriançonnaise ne sont pas représentées sur la figure.

Zone briançonnaise

Zone houillère

- conglomérats, grès, métapélites,
- filons et coulées de chimisme intermédiaire à acide,
- granitoïdes du Permien supérieur ("gneiss du Sapey", granitoïdes du val d'Aoste, etc.).

Le socle de ce bassin intracontinental est figuré en commun avec celui de la partie interne de la zone briançonnaise.

Socle + couverture siliceuse interne (Paléozoïque supérieur et Werfénien)

Le socle, affecté d'un métamorphisme hercynien (et anté-hercynien ?), comprend des micaschistes, gneiss, metabasites et quelques roches acides. Le Carbonifère est peut-être absent dans la partie interne ; le Paléozoïque supérieur renferme des métaconglomérats siliceux et des micaschistes quartzeux, qui se poursuivent en continuité par les quartzites werféniens.

Austro-alpin

Seule la zone Sesia est figurée. Elle a été métamorphisée d'abord pendant l'orogénèse hercynienne (et aussi antérieurement ?). Elle comprend des gneiss, des micaschistes, des metabasites et des masses intrusives acides. La mise en place de filons et masses de chimisme intermédiaire est tertiaire et postérieure au métamorphisme alpin auquel sont dues les paragenèses de haute pression (SCHEURING et al., 1974).

TECTONIQUE

Le principal fait structural est la discordance hercynienne, qui est anté-namurienne. Des mouvements verticaux du Paléozoïque supérieur sont mis en évidence dans la zone houillère par des conglomérats et de légères discordances (FABRE, 1961).

Les événements alpins indiqués sont les suivants :

- Mouvements verticaux dans le Mésozoïque briançonnais, responsables de nombreuses lacunes, discordances légères et brèches.
- Tectonisation, avec discordance, dans la couverture delphino-helvétique : ce sont les plissements, antérieurs au Turonien supérieur ou au Sénonien, du Dévoluy, auxquels correspondent les lacunes du Crétacé moyen et le jeu de failles dans le Diois et le Vercors (ARNAUD, 1974). Dans la zone ultradauphinoise des mouvements anté-nummulitiques sont mis en évidence (BARBIER, 1948 ; BARBIER et BARFETY, 1972).
- Premiers mouvements différentiels en nappes de la zone Sesia et de la zone piémontaise au Crétacé (empilement des nappes lors de l'"obduction", DAL PIAZ et al., 1972 ; mouvements différentiels lors de la subduction : âges roche totale d'environ 120 Ma obtenus dans les parties frontales du Mont Rose et en Suisse centrale : HUNZIKER, 1974b). Par analogie avec les structures axées E-W des zones externes, un âge crétacé avait été proposé par VIALON (1966, 1967) pour les premières déformations, "transversales", de Dora-Maira.
- A la limite Eocène-Oligocène, la nappe de l'Autapie (partie frontale des nappes de l'Embrunais-Ubaye) se met en place par glissement sous-marin, auréolée d'olisthostromes. Cette nappe comprend surtout du Flysch à Helminthoïdes, mais aussi du matériel subbriançonnais déjà tectonisé. Il y a donc eu, à la fin de l'Eocène, une phase de contraction affectant tout ou partie des zones internes.
- Au début de l'Oligocène phase de serrage dans tout le domaine pennique, avec mouvement des nappes. Les mouvements se poursuivent pendant tout l'Oligocène et l'Aquitainien, accentuant les structures et surtout amenant la disposition "rétrocharriée" d'une partie d'entre elles. Au cours de l'Aquitainien les mouvements affectent au moins le bord externe du domaine pennique (nappe de l'Autapie et écaïles subbriançonnaises associées).
- Le début du Miocène est, dans les Alpes franco-italiennes, une période calme où débute le soulèvement. La nappe du Parpaillon (= Flysch à Helminthoïdes) se met en place. Dès l'Helvétien les mouvements orogéniques reprennent, qui dureront jusqu'au Pléistocène, mais leur effet n'est connu que dans les zones externes. Mouvements verticaux miocènes des massifs cristallins externes qui fournissent des galets à la molasse (BOCQUET, 1966)...
- Ponto-Pliocène : plissement d'axe longitudinal de la couverture delphino-helvétique. Mouvements verticaux terminaux dans les parties les plus externes.

(explications de la fig. 100, suite)

Ce schéma représente un schéma minimum, c'est-à-dire que les mouvements n'ont été indiqués que dans les zones (colonnes) où ils ont été le mieux mis en évidence. Mais il est évident qu'ils ont pu affecter aussi d'autres zones où ils n'ont été omis que pour la clarté du dessin.

METAMORPHISME

Des astérisques indiquent la position chronologique des phases métamorphiques démontrées soit par radiométrie, soit par des arguments stratigraphiques ou paléontologiques. Les types de métamorphisme sont désignés par les abréviations (voir plus haut).

Il faut noter qu'on ne dispose pas d'arguments péremptoirs concernant d'éventuels événements métamorphiques antérieurs à l'Eocène dans la zone delphino-helvétique, quoique la possibilité d'un faciès d'anchizone-épizone du Crétacé supérieur ait été évoquée par APRAHAMIAN (1974).

Dans les roches basiques mésozoïques des zones internes, des transformations métamorphiques hydrothermales, du type de fond océanique, ont été invoquées pour les gabbros du Cervin-Mont Colon (DAL PIAZ, 1974b). Dans les méta-ophiolites piémontaises il n'en a pas été trouvé de traces (cf. BEARTH, 1973, pour la région de Zermatt), à l'exception des hornblendes trouvées au Montgenèvre et au Mte Cruzeau.

Des différences existent dans l'intensité du métamorphisme à l'intérieur d'une même zone structurale : par exemple dans la couverture briançonnaise entre la Vanoise et le Briançonnais classique, ou dans la zone piémontaise entre les transversales du val d'Aoste ou du val de Suse et celle du Queyras-haute Ubaye.

Les sources utilisées sont : pour la stratigraphie et la tectonique, TRÜMPY (1960, 1973b), DEBELMAS (1963, 1974), DEBELMAS et LEMOINE (1964, 1973) ; pour les séries italiennes et leur métamorphisme, DAL PIAZ et al. (1972, 1973), DAL PIAZ (1974a, b), etc.

(explications de la fig. 100, fin)

Considérations génétiques

Les données concernant les types d'associations ou faciès rencontrés et les données chronologiques sont rassemblées dans la partie supérieure de la *fig. 101*, établie en fonction des différentes unités. La reconstitution du déroulement des métamorphismes alpins et la recherche du cadre paléogéographique qui y a présidé sont handicapées par plusieurs inconnues :

- l'âge, non déterminé partout, des associations à pyroxène et/ou amphibole sodique ;
- l'ordre de grandeur de la pression nécessaire pour la cristallisation des différentes amphiboles sodiques ;
- la chronologie dans la zone houillère et dans la zone delphino-helvétique.

Différentes interprétations sont donc actuellement possibles, qui ne seront d'ailleurs que des schémas généraux dont l'application aux détails est imparfaite.

L'évolution des températures et des pressions dans le temps, tirée de l'interprétation des paragenèses à la lumière des données expérimentales, est schématisée pour chaque unité dans la même *figure 101*. C'est cette figure que l'on considérera comme le résumé et la conclusion des résultats obtenus au cours de cette étude.

Les schémas pour la zone pennique interne et la zone Sesia sont tirés de HUNZIKER (1974b). On en déduira facilement les variations de gradient telles qu'on les a déjà décrites plus haut (p.407). Il est possible que les pressions aient évolué plus rapidement qu'on ne l'a représenté dans les schémas, c'est-à-dire que les pics de pression aient été plus étroits.

Pressions et gradients au cours des métamorphismes alpins ; leur distribution

1. Paragenèses de haute pression

Plusieurs unités ou séries montrent des paragenèses de haute pression, à omphacite-grenat ou jadéite-quartz, amphibole sodique + disthène + chloritoïde. Ce sont, d'Ouest en Est :

- certaines séries siliceuses briançonnaises : Vanoise, Ambin et Acceglio. Le Rutor, ainsi que le Grand-Saint-Bernard valdôtain et valaisan n'ont pas (encore) fourni de pyroxènes sodiques ;
- les massifs penniques internes (éclogites dans le Mont Rose, éclogites et jadéite dans le Grand Paradis, pyroxène sodique aussi dans Dora-Maira) ;
- la zone Zermatt-Saas *s.l.* ;
- une grande partie de la zone Sesia, les klippen de l'Emilius et du Glacier-Rafray (Dent Blanche *s.l.*).

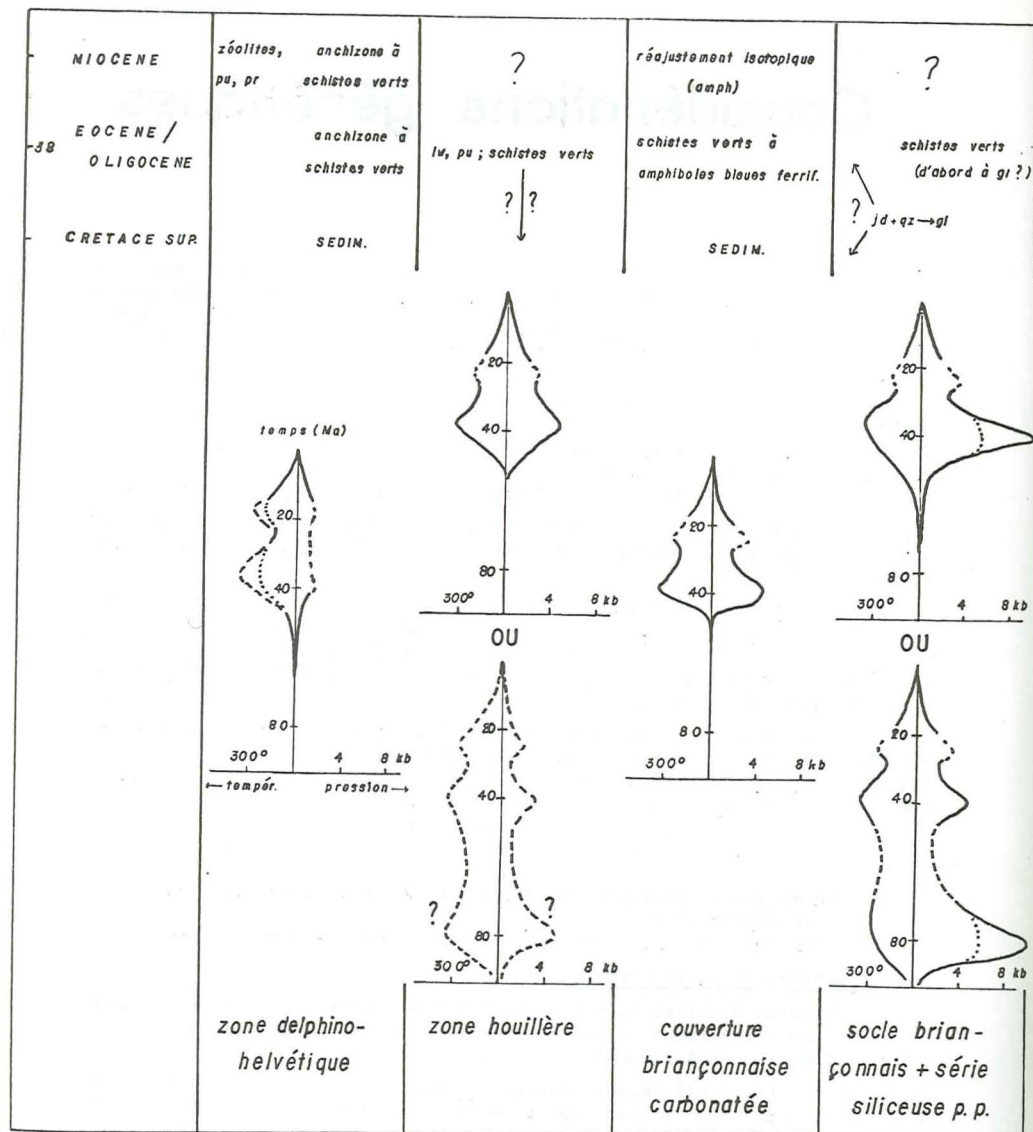
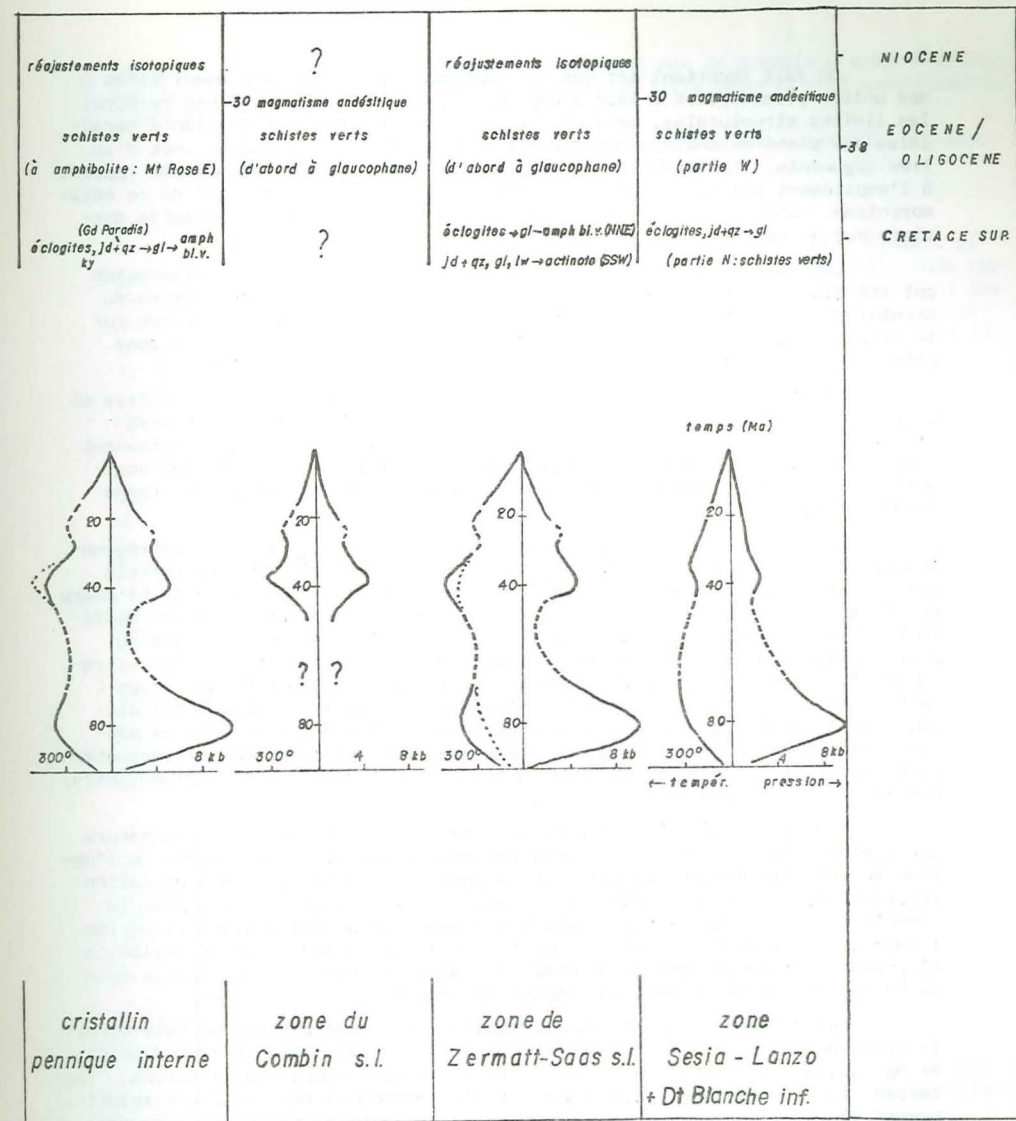


Fig. 101. - Schéma de la succession des faciès métamorphiques et de l'évolution de la température et de la pression dans les Alpes occidentales. Pour le socle briançonnais (+ couverture siliceuse p.p.) deux évolutions différentes sont proposées, suivant que le faciès de haute pression est éoalpin (crétacé supérieur) ou alpin (limite Eocène-Oligocène). Le faciès à lawsonite-pumpellyite de la zone houillère n'est pas daté.



Données concernant la zone Sesia-Lanzo et la zone Zermatt-Saas s.l. d'après HUNZIKER (1974b).

Les pointillés désignent les conditions P-T qui ont régné dans une partie de la zone considérée : dans le Queyras (sans éclogites, avec lawsonite) ; dans l'E du Mont Rose (faciès amphibolite) ; dans le Rutor (sans jadéite).

Un fait important est que ces paragenèses sont généralement liées à des unités structurales ; leur champ de distribution ne semble pas recouper les limites structurales, mais présente le plus souvent des gradients parallèles aux plans de chevauchement entre les unités. Cela révèle, avec d'autres arguments, l'antériorité de ces paragenèses de haute pression par rapport à l'empilement des nappes, c'est-à-dire le caractère "transporté" de ce métamorphisme. C'est aussi cela qui rend dénuée de sens une zonéographie dessinée sur un fond structural actuel.

Les paragenèses de haute pression et une partie de leur altération ont été datées du Crétacé supérieur dans les parties les plus internes du domaine pennique et dans l'Austro-alpin. On reviendra plus loin encore sur la situation chronologique de la paragenèse de haute pression de la zone briançonnaise par rapport aux mouvements.

La présence ou l'absence d'éclogites permet de séparer ces unités en un groupe éclogitique, situé à l'Est, et un groupe occidental, dépourvu d'éclogites, mais renfermant cependant de la jadéite. Ce groupe occidental comprend la zone Grand-Saint-Bernard - Briançonnais et la partie sud-occidentale de la zone Zermatt-Saas s.l. : le Queyras et la haute Ubaye (zone Zermatt externe).

D'après les données expérimentales et d'après les grilles pétrogénétiques fondées sur les rapports des associations minérales sur le terrain, les pyroxènes jadéitiques sont des indicateurs de hautes pressions. Le champ de stabilité attribué aux éclogites, vaste lorsqu'on en considère les différents types (éclogites associées aux méta-ophiolites, aux gneiss plus ou moins migmatitiques ou encore en enclaves dans des kimberlites ou des ultramafites), se restreint pour les éclogites associées aux ophiolites (type C de COLEMAN *et al.*, 1965), à des pressions élevées et à un rapport P/T élevé. Les éclogites de la zone alpine ne peuvent être des fragments de manteau ramenés de la profondeur, car les paragenèses éclogitiques se rencontrent dans des pillows (Zermatt) et dans la croûte continentale anté-alpine (Sesia, massifs penniques internes).

A pression égale la jadéite se forme déjà à plus faible température que l'omphacite (*cf. fig. 87*) ; pour une même température le domaine de l'omphacite est plus étendu que celui de la jadéite. Toutefois une association régionale synchrone de jadéite et d'éclogite telle qu'elle existe dans la zone Sesia, où les metabasites montrent l'association éclogitique et où les roches de chimisme granito-pélitique possèdent une association à jadéite, a dû prendre naissance dans le domaine de stabilité commun, c'est-à-dire sous de hautes pressions et avec un rapport P/T élevé.

Les données expérimentales actuelles ne permettent pas de déterminer la pression de formation des paragenèses à amphiboles sodiques riches en Al et Mg, puisque la synthèse de ces minéraux n'a pas encore été effectuée. Toutefois il est plus que vraisemblable qu'ils demandent des pressions relativement élevées, car le microscope les montrent contemporaines des pyroxènes sodiques et/ou chronologiquement intermédiaires entre les pyroxènes sodiques et les amphiboles bleu vert, ou encore associées à la lawsonite. Un argument supplémentaire est que dans les domaines de gradient P/T normal, d'autres minéraux qui les remplacent sont stables. Les observations de terrain indiquent que les termes plus ferrifères des amphiboles sodiques, qui ne sont pas

présents dans les zones à éclogites, n'exigent pas de pressions aussi élevées que les termes alumino-magnésiens, mais des chiffres précis, expérimentalement déterminés, ne sont pas disponibles.

Traduite en charge lithostatique pure, la pression nécessaire dépasse 30 km pour les associations à pyroxène jadéitique.

2. Evolution vers les schistes verts

Après les associations à pyroxènes sodiques et amphiboles bleues, associations qui sont éoalpines (Crétacé supérieur) au moins dans une grande partie de la zone pennique, le rapport P/T s'est progressivement normalisé et les conditions métamorphiques ont atteint au cours de la phase alpine, à la limite Eocène-Oligocène, le faciès amphibolite dans la partie est du Mont Rose où il se rattache à la "cristallisation lépontine" de cet âge. Dans la partie occidentale de la zone Sesia, dans toute la zone pennique et jusque dans une partie des zones externes, les conditions ont été celles des schistes verts, à albite, phengite, chlorite, épidote, actinote, biotite verte ou brune.

Comme le montrent les âges radiométriques, cette phase alpine commence aussi avec des amphiboles sodiques peu ferrifères dans la zone briançonnaise, dans la zone du Combin s.l. et dans la zone Zermatt-Saas s.l., de telle sorte qu'une évolution des conditions de pression y est perceptible. Les associations à lawsonite et pumpellyite de la zone houillère et de certaines roches vertes de la partie occidentale de la zone piémontaise (zone du Combin s.l.), si elles sont de la limite Eocène-Oligocène, montrent aussi que le métamorphisme de cet âge a été de type complexe.

Ces différentes associations de schistes verts avec, puis sans glaucophane, exigent encore certaines pressions qui sont toutefois encore difficiles à préciser. Si on admet un gradient P/T au maximum "normal", on arrive à des chiffres qui, traduits en surcharge lithostatique pure, sont supérieurs à 10-15 km si l'on considère des températures de 330-490°C (cette dernière température dépassée seulement dans la partie E du Mont Rose et au-delà).

Ces chiffres peuvent être comparés à ceux obtenus dans les associations minérales des fissures des massifs cristallins externes, où des pressions correspondant à 8-12 km de surcharge lithostatique seraient indiquées par les inclusions fluides (POTY, 1969 ; POTY *et al.*, 1973). Rappelons que pour les albites du Roc Tourné en Maurienne l'équivalent de seulement 4 km de charge lithostatique a pu être nécessaire (même méthode : YAJIMA *et al.*, 1967 ; TOURAY, 1970). Mais ces albites ne se sont pas nécessairement formées à l'apogée de la phase métamorphique : c'est ce que pourrait indiquer leur caractère fréquemment tardif à post-cinématique. Dans les Préalpes DURNÉY (*in* AYRTON et RAMSAY, 1974) a pu montrer, grâce aux indications de températures fournies par les inclusions fluides, que c'est en effet le cas.

Dans la zone houillère la paragenèse à lawsonite-pumpellyite demande une pression équivalant à une surcharge d'au moins 8-9 km. Pour les associations des grès de Taveyannaz et du Champsaur les pressions ont dû être de l'ordre, en équivalent de charge, de +8 km suivant qu'elles sont à pumpellyite-prehnite ou à laumontite.

Quelles peuvent avoir été les origines de ces pressions et de ces gradients géothermiques ? Les paragraphes qui suivent sont du domaine des interprétations dans le cadre d'hypothèses. Ils ne constituent pas de conclusions.

Origine des pressions et des gradients : hypothèses en présence

1. Métamorphisme géosynclinal et "géosynclinal" de nappes

Dès les débuts de la notion de métamorphisme on a vu dans cette réponse des roches aux changements des conditions physiques du milieu l'effet soit de la montée des températures au voisinage de roches ignées, soit de l'enfouissement à plus ou moins grande profondeur, P et T croissant dans ce cas parallèlement. Les conditions physiques du métamorphisme alpin ont d'abord été cherchées dans le cadre du "géosynclinal" au moment des déformations tectoniques, pour certains sous l'influence de "colonnes filtrantes", en d'autres termes avec apports métagénétiques.

Confronté avec le caractère "géanticlinal" de la série de couverture de Vanoise parfois réduite à quelques dizaines de mètres, ELLENBERGER (1952, 1958a, 1960-63) concilie les deux choses en évoquant un "géosynclinal de nappes". La surcharge tectonique des nappes aurait provoqué, à leur arrivée sur la Vanoise au cours de l'Eocène, la totalité du métamorphisme de la série siliceuse, de la couverture carbonatée et de la partie inférieure des Schistes lustrés eux-mêmes. Aux Schistes lustrés affleurant encore actuellement se serait ajoutée une épaisseur de plusieurs kilomètres maintenant érodée, constituée de Schistes lustrés (ne devant devenir que peu ou pas métamorphiques), peut-être de Flysch à Helminthoïdes et peut-être aussi d'une partie de la nappe de la Dent Blanche dont l'extension aurait été considérable vers l'Ouest. Toutefois aucun témoin actuel de l'extension de ces dernières unités n'a été reconnu ni sous forme de klippe, ni dans des galets de quelque formation détritique.

Un schéma de cette hypothèse se trouve dans ELLENBERGER (1960-63), repris et adapté aux idées de subduction par CABY (1973). Cette hypothèse est aussi admise, au moins pour les paragenèses de haute pression de la zone Briançonnaise, par SALIOT (1972). Elle suppose un mouvement vertical vers le bas appelant l'écoulement des nappes, non seulement à la hauteur de la Vanoise, mais aussi jusqu'aux abords des "racines" de ces nappes, c'est-à-dire à l'Est des massifs penniques internes.

Plusieurs arguments rendent non valable cette hypothèse du géosynclinal des nappes, responsable d'un gradient T/P faible dans les zones penniques internes et l'Austro-alpin inférieur ; ils ont été développés par DAL PIAZ *et al.* (1972), DAL PIAZ (1974b) et HUNZIKER (1974b) :

- le faciès de haute pression est éoalpin au moins dans une grande partie de la zone pennique,
- ce premier épisode du métamorphisme est antérieur à l'empilement des nappes, comme le montre sa distribution liée aux unités structurales ; le métamorphisme éoalpin est un métamorphisme "transporté",
- l'unité la plus élevée de l'édifice des nappes, la zone Sesia, est de celles qui montrent les paragenèses de plus haute pression ; le gradient d'intensité du métamorphisme est en gros l'inverse de ce qu'il devrait être dans l'hypothèse du géosynclinal des nappes.

Si les paragenèses à jadéite et celles à glaucophane *s.l.* de la série siliceuse Briançonnaise sont éoalpines, les mêmes arguments empêchent de voir leur origine dans un géosynclinal de nappes : les Schistes lustrés

piémontais ne sont arrivés à la hauteur du Briançonnais qu'après le Lutétien, âge attribué aux derniers sédiments Briançonnais. Par contre, si ces paragenèses sont de la limite Eocène-Oligocène, la nappe piémontaise pouvait être déjà superposée à la zone Briançonnaise. L'arrivée de cette masse de matériel froid aurait-elle pu être responsable de la pression nécessaire à la formation de jadéite + quartz ? IL faudrait pour cela :

- que l'épaisseur superposée soit de l'ordre de 30 km,
- que les limites des pressions nécessaires à la jadéite et aux amphiboles sodiques coïncident assez précisément avec le plan de séparation entre unités Briançonnaises et piémontaises et entre socle et zone houillère.

La dénudation par érosion en période tectogénétique peut être de l'ordre de 600 m/Ma, c'est-à-dire de 12 km en 20 Ma, à condition bien sûr que le même taux d'érosion se maintienne régulièrement (CLARK et JÄGER, 1969). Le même temps environ serait nécessaire pour le rétablissement des isogéothermes après une subduction (OXBURGH et TURCOTTE, 1971). Or les amphiboles sodiques sont suivies de paragenèses de schistes verts, elles-mêmes aussi datées de la limite Eocène-Oligocène. Si donc pyroxènes et amphiboles sodiques sont alpins (Eocène-Oligocène), il a fallu une dénudation extrêmement rapide pour que, dans un laps de temps non mesurable par méthode radiométrique, les pressions initiales se relâchent et que la température n'augmente pas normalement. Cela est-il du domaine du possible ? On se contentera de poser la question.

2. Suppressions tectoniques ou des fluides

Dans d'autres régions la solution proposée pour résoudre le problème de l'origine des pressions a été celle de suppressions tectoniques ou suppressions de fluides, souvent liées dans l'interprétation à un plan de chevauchement (COLEMAN et LEE, 1962 ; BLAKE *et al.*, 1967, 1969 ; de ROEVER, 1967 *in* ERNST, 1972b ; van BEMMELEN, 1973, 1974). Les faciès métamorphiques croissant vers ce plan, on imagine une zone où des pressions d'eau supérieures à la pression lithostatique croissent en direction du plan de chevauchement qui joue le rôle de niveau imperméable. On aurait donc en quelque sorte un événement structural (une disposition structurale) "exobarique", permettant le développement de paragenèses "endobariques". L'avantage de cette hypothèse est qu'un gradient géothermique anormalement bas n'est pas nécessaire : la pression est en quelque sorte ajoutée à une série dont le gradient peut être normal ou même élevé. Cette hypothèse ne demande pas la présence en profondeur, à un moment donné, de l'ensemble affecté par les faciès de haute pression.

Une étude expérimentale tentant de reproduire les conditions de contraintes de suppressions fluides a abouti à montrer que la résistance des métasédiments est trop faible pour que les pressions nécessaires puissent être ainsi justifiées : le maximum à envisager est d'environ 1 kb (BRACE *et al.*, 1970).

L'application de cette hypothèse de suppressions tectoniques aux Alpes occidentales (comme l'a fait STEEN, 1972, pour les méta-ophiolites de la haute Ubaye) serait en outre gênée par la largeur même de la région affectée de paragenèses de haute pression. Leur effet a pu se faire sentir localement, mais leur intensité n'a pu, semble-t-il, qu'être limitée.

3. Plaques et subduction

La récente théorie de tectonique de plaques a été appliquée aux Alpes occidentales (DEWEY et BIRD, 1970 ; HUNZIKER, 1970, 1974b ; LAUBSCHER, 1970, 1974 ; BOCCALETTI *et al.*, 1971 ; DAL PIAZ, 1971b, 1974a, b ; ERNST, 1971, 1973 ; DAL PIAZ *et al.*, 1972 ; MARTINI, 1972 ; BOCQUET *et al.*, sous presse ; CABY, 1973 ; FREY *et al.*, 1974). Elle a le mérite de fournir une origine aux hautes pressions et de rendre compte aussi de nombreux aspects de la structure et de l'évolution de la chaîne. L'application stricte des modèles simples proposés par les géophysiciens néglige cependant d'autres aspects pour lesquels des aménagements du modèle sont rendus nécessaires, mais dont le mécanisme est loin d'être évident. Comme il n'existe pas actuellement de quatrième hypothèse qui soit appuyée par des faits structuraux, métamorphiques et géophysiques, c'est celle-ci dont on étudiera plus particulièrement les avantages et les difficultés d'application. La subduction profonde de matériaux lithosphériques impliquée par la théorie des plaques était déjà suggérée par les coupes d'ARGAND. Elle reprend à une autre échelle un concept et un terme d'AMSTUTZ (1951), désignant le sous-charriage de matériel crustal sous des nappes chevauchantes.

Les raisonnements dans le cadre de la tectonique des plaques diffèrent essentiellement de ceux de la tectonique classique, épidermique et superficielle, par le fait qu'ils intéressent l'ensemble de la lithosphère.

Les schémas que l'on discutera ne sont pas à la même échelle que les schémas habituels issus de la théorie de la tectonique de plaques : ils concernent leur tranche supérieure, c'est-à-dire des profondeurs de 30 à 40 km, ce qui constitue un peu plus de la moitié de l'épaisseur actuelle de la croûte à la partie la plus interne des Alpes. Dans un schéma habituel des plaques, cela correspond à une fraction faible du total de la coupe (entre le quinzième et le vingtième pour une coupe allant jusqu'à 600 km de profondeur). Ce n'est que cette partie superficielle, relativement, qui est ensuite impliquée dans le mouvement d'obduction, c'est-à-dire de montée vers la surface (obduction n'étant pas pris ici dans le sens de chevauchement de croûte océanique sur la marge continentale ; cf. COLEMAN, 1971). La division en unités structurales séparées, soumises séparément aux mouvements de subduction, peut être l'expression plus superficielle du mouvement d'ensemble de la lithosphère totale (fig. 102).

Une profondeur de 35 km est atteinte, au cours d'un mouvement de subduction d'une vitesse de 2 cm par an (valeur faible qui n'aurait été réalisée pour l'Atlantique qu'après le Paléocène : PITMANN et TAIWANI, 1972), en 2,5 Ma pour un angle de 30° par rapport à l'horizontale. Dans le cas d'un mouvement de subduction de 4 ou 5 cm par an, tel qu'on le suppose par exemple pour l'Atlantique nord au Crétacé supérieur,

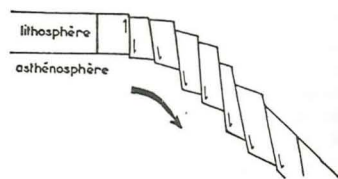


Fig. 102. - Schéma, à l'échelle de la lithosphère, d'une zone de subduction avec mouvements différentiels.

1,25 ou 1 Ma suffirait. Il n'y a donc besoin que d'un mouvement bref pour la partie intéressée par la subduction et par l'obduction, bien en deçà de la précision actuellement possible des estimations chronologiques et mesures radiométriques.

La température atteinte à la profondeur de 30-40 km varie notamment en fonction de la vitesse de subduction et de l'épaisseur des matériaux en subduction. Les calculs effectués en faisant intervenir la radioactivité, le réchauffement par contrainte, la conduction thermique, les changements de phases, etc. (MINEAR et TOKSÖZ, 1970 ; OXBURGH et TURCOTTE, 1971 ; TOKSÖZ *et al.*, 1971) et en tenant compte d'une vitesse de 10 cm/an, indiquent pour cette profondeur une température de 300 à 500°C suivant les facteurs choisis. Cela correspond à des gradients de 10-12°C/km, qui sont de l'ordre de celui nécessaire pour la jadéite.

La largeur affectée par des conditions de haute pression dans les Alpes occidentales est importante : une centaine de kilomètres à l'affleurement actuel, entre la bordure E de la zone Sesia et la limite W du socle briançonnais. Entre ces zones, rappelons-le, les variations paragenétiques résident seulement dans la présence ou l'absence d'éclogites. Ces variations pourraient résulter d'une légère diminution, d'Est en Ouest, de la température, accompagnée peut-être d'une légère différence de pression.

Plusieurs des schémas dessinés suivant la tectonique des plaques négligent la succession de plusieurs phases de métamorphisme et leur position chronologique.

a) Les schémas de LAUBSCHER (1970, 1974), qui s'appuient surtout sur la structure tectonique des Alpes centrales et orientales, montrent une double subduction de la lithosphère des deux plaques continentales en collision. Par-dessus, les nappes - y compris celles à ophiolites -, désolidarisées de la lithosphère disparue en profondeur, s'empilent suivant une même direction. Il y aurait "migration" du plan de subduction depuis (Crétacé ?) le bord interne de la zone océanique piémontaise, puis (Eocène) à son bord externe et enfin (Néogène) vers le front pennique. La ligne insubrique, trace du plan de subduction antérieur, fonctionnerait dès le Néogène en fracture normale.

En ce qui concerne les Alpes occidentales, ces schémas ne tiennent pas compte des âges crétacé supérieur maintenant démontrés pour les paragenèses de haute pression, donc de la nécessité de soumettre les zones qui les comportent aux conditions appropriées, puis de les faire revenir rapidement à un niveau de la croûte qui en permette la conservation presque complète ou partielle, avant le stade éocène de schistes verts.

b) ERNST (1971, 1973) considère la succession géographique générale des faciès métamorphiques entre les zones externes et les zones internes, succession qui va du faciès à zéolite à des associations éclogitiques et à glaucophane en passant par des schistes verts. Il propose une plaque unique depuis la zone delphino-helvétique jusqu'à la zone Sesia, amenée en subduction à des profondeurs croissant vers les zones internes.

La différence d'âge entre les trois groupes de faciès et le caractère polyphasé ne sont pas expliqués dans un tel schéma. En effet un mouvement de

subduction et la remontée du matériel dans son ensemble ne nécessitent pas plus de quelques millions d'années. Dans l'hypothèse d'une seule grande plaque, ERNST aurait dû logiquement arriver à imaginer comme une "onde de subduction" se déplaçant, pour les Alpes occidentales, d'Est en Ouest et suivie d'une "onde de remontée". La remontée nécessaire des matériaux amenés en subduction serait, pour cet auteur, due à un mécanisme élastique, c'est-à-dire isostatique et vertical, après que le mouvement de subduction ait été stoppé par la collision des plaques européenne et sud-alpine. A cela on peut objecter que des mouvements de chevauchements se sont effectués déjà au Crétacé dans la plaque sud-alpine (CARRARO *et al.*, 1970).

c) Pour MARTINI (1972), dont l'essai de reconstitution se fonde sur des observations effectuées dans la zone delphino-helvétique et les Préalpes, la phase essentielle de subduction et de métamorphisme serait éocène, avec son apogée à l'Eocène terminal. Le lieu de subduction se serait progressivement déplacé vers les zones externes, atteignant l'Helvétique au début de l'Oligocène pour cesser au Miocène. Les nappes sont conçues comme s'écoulant par gravité et donc en relation avec tout mouvement isostatique et de surrection entre le Lutétien et le Pliocène. Cet essai de reconstitution des événements tectono-métamorphiques n'est pas compatible avec la chronologie des événements métamorphiques et structuraux dans les Alpes internes.

d) Les schémas d'évolution dessinés par DAL PIAZ *et al.* (1972) à la hauteur du val d'Aoste intègrent les faits suivants :

- les faciès éclogitiques de haute pression existent ou ont existé dans la zone Sesia (sauf dans sa partie N), dans la zone Zermatt-Saas s.l. et dans les massifs penniques internes ;
- les minéraux des premières paragenèses, éclogitiques et à pyroxène jadéitique, ont dû se former d'après les données expérimentales sous des pressions élevées, que ne peuvent justifier l'empilement tectonique de nappes ni par leur ordre de grandeur, ni par leur chronologie, ni par leur localisation, les unités supérieures montrant elles-mêmes ces paragenèses ;
- les âges radiométriques sont crétacé supérieur pour les paragenèses de haute pression, de la limite Eocène-Oligocène pour les paragenèses de schistes verts ;
- un événement tectonique important a donné une schistosité nette, mais de distribution irrégulière, aux roches où cristallisaient les associations à amphiboles sodiques ;
- les grands chevauchements, postérieurs à ces associations éoalpines qui ont été transportées en nappes et ont ainsi perdu leurs relations spatiales originelles, étaient déjà formés au Crétacé supérieur ;
- le deuxième épisode de métamorphisme, d'âge éocène-oligocène, est accompagné d'une nouvelle phase de schistosité importante résultant des mouvements de serrage.

Le déroulement chronologique supposé comprend tout d'abord l'amincissement jusqu'à une *lacération de la croûte continentale* primitivement continue entre les zones penniques et les Alpes méridionales, ce qui donne naissance au bassin liguro-piémontais interne à croûte océanique. Ensuite :

- Au *Crétacé supérieur* a lieu un mouvement de *subduction* affectant en *parallèle* des unités distinctes sous la plaque continentale insubrique (sud-alpine). Ces unités sont constituées d'éléments du continent insubrique et d'éléments penniques. Durant ce mouvement tout le bassin océanique liguro-piémontais disparaît en subduction. Avant que la remontée des isogéothermes n'efface les paragenèses éclogitiques formées en profondeur, ces unités amorcent un mouvement de *remontée* suivant les mêmes plans, c'est-à-dire *obliquement* et non verticalement, à des vitesses pouvant être différentes. Une partie non déterminable des matériaux descendus en subduction plonge définitivement dans le manteau. La schistosité éoalpine et une partie des paragenèses éoalpines (amphiboles bleues et bleu vert, etc.) se réalisent durant cette remontée, en même temps que l'empilement des nappes qui seront ultérieurement soumises à des mouvements gravitaires. A cette époque l'architecture en nappes était profondément différente de ce qu'elle sera au Tertiaire. La limite entre continents européen et insubrique, d'abord située à la hauteur du bassin océanique liguro-piémontais, c'est-à-dire entre les massifs penniques internes et la zone Sesia-Lanzo, se déplace ainsi au Crétacé supérieur à l'Est de cette dernière, où elle sépare maintenant les Alpes occidentales des Alpes méridionales.

- A l'*Eocène* le rééquilibrage géothermique avec un accroissement du flux thermique se réalise et amène des associations de schistes verts (amphibolite dans la culmination Ossola-Tessin), dont la distribution est discordante par rapport à la tectonique éoalpine, c'est-à-dire à l'empilement des nappes et à la première schistosité. Cette deuxième phase métamorphique est accompagnée et suivie de la phase tectonique de serrage, qui plisse et redresse les structures.

- A l'*Oligocène* ces événements tectono-métamorphiques sont déjà terminés dans la partie nord-occidentale interne des Alpes, où se produit alors un magmatisme syénito-monzonitique et andésitique. (Des roches volcaniques de même chimisme, dont l'épanchement n'est pas localisé mais qui ont pu être ligures avant qu'elles ne migrent en nappes vers les zones externes (ELTER *et al.*, 1969), ont alimenté les flyschs externes : Taveyannaz, Champsaur).

Ce schéma évolutif ingénieux rend compte aussi d'autres faits d'observation, notamment la remontée du manteau supérieur en fragments ou en massif comme le massif de Lanzo (*cf.* le bec d'oiseau dans les profils de BERCKHEMER, 1969, de GIESE *et al.*, 1970), dont la structure interne montre la mise en place en même temps que les structures éoalpines se formaient dans les méta-ophiolites de la zone Zermatt-Saas s.l. (NICOLAS, 1974). Il a aussi le mérite de partir des faits et non du modèle théorique.

Mais il n'est conçu que pour la partie interne de la zone pennique et ne tient pas compte de l'extension vers le pennique externe des paragenèses de haute pression, que celles-ci aient été éoalpines ou alpines. En outre l'origine des amphiboles sodiques éocènes, présentes dans la zone Zermatt-Saas et le Mont Rose, n'est pas éclaircie.

Dans ce schéma les amphiboles sodiques se forment au début de la remontée des unités ayant subi la subduction, avant les amphiboles bleu vert et avant que les unités aient rejoint un niveau assez superficiel pour ne plus provoquer de changements de phase. Les amphiboles sodiques se sont

encore formées à une certaine pression et n'ont plus été stables à une profondeur encore notable. Quoique le domaine de stabilité des amphiboles sodiques peu ferrières ne soit pas encore connu expérimentalement, on est en droit de supposer qu'il se situe à des pressions que les arguments de terrain tout comme la succession des paragenèses montrent non négligeables. Quelles conditions physiques et donc quel cadre structural ont demandé les amphiboles sodiques formées à l'Eocène ? La surcharge tectonique des nappes n'a pu être seule responsable de leur formation, puisque ces nappes étaient déjà empilées, du côté interne de la zone pennique, dès le Crétacé supérieur.

Ages possibles des paragenèses à pyroxènes jadéitiques du socle briançonnais et d'une partie de sa couverture siliceuse

Les schémas évolutifs que l'on peut proposer pour la région étudiée en tenant compte de la nature des paragenèses et de leur chronologie seront différents suivant l'âge admis pour les premières paragenèses de haute pression dans la zone briançonnaise.

Les associations créées par les épisodes du métamorphisme alpin dans la zone briançonnaise - Grand-Saint-Bernard montrent des différences suivant les sous-zones, suivant les transversales et du Nord au Sud. Le pyroxène sodique jadéitique existe dans les séries siliceuses, c'est-à-dire le socle anté-namurien et le Permo-Carbonifère interne entre Acceglio et la Vanoise ; mais plus au Nord, dans le Rutor, le val d'Aoste et le Valais, il n'en a pas été trouvé, ou pas encore. Les différences dans le degré atteint par le métamorphisme dans le socle et une partie de sa couverture siliceuse (jadéite, ferroglaucophane, crossite), dans la couverture mésozoïque-éocène de Vanoise-Ambin (amphiboles sodiques ferrières, aegyrine, chloritoïde), dans celle du bassin de la Durance et dans la zone houillère (lawsonite, pumpellyite) ont été soulignées plusieurs fois dans les chapitres précédents. Mais ces différences ne sont pas partout exactement quantifiables en termes de P-T-C, en raison de la dissemblance dans la lithologie et du manque de données expérimentales, sur les amphiboles sodiques notamment.

Les paragenèses de la couverture briançonnaise doivent être éocène supérieur ou plus récentes, puisque la sédimentation semble monter jusqu'au Lutétien. Celles de la zone houillère sont peut-être du même âge, car elles ne montrent pas de polyphasage (mais ceci n'est pas un argument suffisant, car un polyphasage serait-il décelable ?), et aussi parce que les paragenèses y semblent en continuité avec celles de la couverture mésozoïque. Les paragenèses à amphiboles sodiques ferrières de la couverture et celles à lawsonite-pumpellyite de la zone houillère, quoiqu'elles représentent encore un gradient géothermique plus faible que celui de schistes verts communs, ne demandent cependant pas de fortes pressions.

Un épisode éoalpin peut être envisagé dans le socle briançonnais et une partie de sa couverture siliceuse pour les arguments suivants :

- un souci d'uniformité : les associations à jadéite ou omphacite sont, partout où elles ont pu être datées dans les Alpes occidentales, du Crétacé supérieur ;

- la succession des paragenèses est la même (éclogites mises à part) dans le socle briançonnais que dans les zones plus internes : jadéite + quartz → glaucophane s.l. → amphibole bleu vert → biotite, chlorite + albite ;

- entre la zone Zermatt s.l., par exemple au SW du Grand Paradis, et le socle briançonnais on aurait la même différence des conditions physiques qu'entre la zone Zermatt-Saas s.l. en val d'Aoste ou val de Suse (zone Zermatt-Saas s.l. interne) et en Queyras (zone Zermatt-Saas s.l. externe) ;

- dans la zone briançonnaise tout comme dans le reste de la zone pennique, les paragenèses de haute pression sont liées aux unités structurales ou lithostructurales et ne recoupent pas les limites entre elles. Cet argument est lui aussi délicat, car la lithologie est ici différente entre les diverses unités (socle, couverture mésozoïque) et on ne peut écarter l'hypothèse qu'elle soit la première responsable des différences entre les associations ;

- un âge radiométrique crétacé supérieur a été obtenu au Molino della Beaume à Ulzio, dans un marbre du Trias inférieur ou moyen, que l'on pourrait rattacher du point de vue de l'histoire métamorphique, au socle et à sa série siliceuse. Dans ce contexte d'une roche monométamorphique le phénomène d'argon hérité est peu probable. Par contre les âges éoalpins de quelques micas du socle briançonnais - Grand-Saint-Bernard pourraient n'être qu'apparents : cela demande encore vérification par la méthode Rb-Sr ;

- il semble peu facile d'imaginer qu'une même phase de métamorphisme, celle de la limite Eocène/Oligocène, ait pu voir de hautes pressions assorties d'un gradient particulièrement faible (jadéite + quartz), immédiatement suivie, avec un écart chronologique non décelable radiométriquement, de la montée du flux thermique responsable du faciès schistes verts.

D'un autre côté des âges alpins (Eocène-Oligocène) ont été obtenus sur des amphiboles sodiques de la zone Zermatt et dans le Mont Rose, de telle sorte que les amphiboles sodiques de la série siliceuse briançonnaise pourraient elles aussi être de cet âge et ne pourrait-il en être de même des pyroxènes jadéitiques ?*

Aucun des arguments cités, ni leur ensemble n'est cependant une preuve concluante et, tant que la radiométrie n'apportera pas d'éléments indubitables, les deux possibilités doivent être envisagées.

Dans les schémas qui seront proposés on a admis que la masse principale des calcschistes, c'est-à-dire la zone du Combin s.l., n'a pas subi de métamorphisme éoalpin de haute pression, à l'encontre des ophiolites et sédiments associés de la zone Zermatt-Saas s.l. La zone du Combin s.l. comprend, dans la région étudiée, les calcschistes et rares roches ophiolitiques, surtout des overdites, qui avoisinent la Vanoise et Ambin, puis la masse principale des calcschistes des Alpes cottiennes septentrionales, du Queyras et de la haute

* L'hypothèse d'un âge anté-alpin des pyroxènes jadéitiques du socle briançonnais doit être écartée, car :

- la jadéite est aussi connue dans des roches de la couverture paléozoïque supérieur,
- dans le socle elle aurait dû échapper à l'influence de la montée thermique du Permien.

Ubaye, qui semblent former un sorte de mélange tectonique avec les lentilles ophiolitiques de la zone Zermatt-Saas s.l. Les pyroxènes sodiques sont totalement inconnus dans la zone du Combin s.l. Il s'y trouve dans le val d'Aoste quelques reliques de glaucophane, qui sont considérées comme ayant cristallisé lors de la phase Eocène-Oligocène. Le caractère monophasé de l'association des calcschistes banaux de la région étudiée a été souligné plus haut. Si donc ces Schistes n'ont été métamorphisés dans leur faciès actuel qu'à l'Eocène-Oligocène, leur mise en place sous forme de nappe s'est entièrement effectuée avant leur métamorphisme, en d'autres termes ils n'étaient pas encore "lustrés", ou pas totalement, au moment de l'arrivée de la nappe sur le Briançonnais.

Le métamorphisme éocène-oligocène, quel qu'ait été son déroulement (hautes pressions ou pressions moyennes → schistes verts), a ainsi affecté l'ensemble déjà architecturé des diverses unités et y a imprimé des paragenèses traduisant un même gradient. En fait, à part les pyroxènes jadéitiques, et peut-être les amphiboles sodiques riches en alumine dont on ne connaît pas les conditions de stabilité, les paragenèses sont à ce niveau du même type dans les roches briançonnaises et piémontaises : par exemple pumpellyite ou pumpellyite-lawsonite dans les microdiorites de la zone houillère, pumpellyite (Mont Jovet), pumpellyite-lawsonite (Sana) ou lawsonite (Sassièrel) dans les méta-ophiolites piémontaises. A côté des pyroxènes jadéitiques le socle briançonnais montre encore une autre différence par rapport au reste de la zone briançonnaise et à la zone du Combin à son niveau, c'est la présence d'épidote au lieu de lawsonite. Si cela ne provient pas de différences dans la phase fluide (f_{O_2} ?), cela peut être dû à une différence de température, qui aurait existé soit entre les conditions éoalpines et alpines, soit à l'intérieur des conditions alpines entre la partie inférieure et la partie supérieure du bâti.

Schéma évolutif dans lequel les paragenèses de haute pression du socle briançonnais sont éoalpines (Crétacé supérieur)

A cause de leurs faciès métamorphiques et de la chronologie, on est amené à désolidariser d'une part la zone du Combin s.l. de celle de Zermatt-Saas s.l., d'autre part le socle briançonnais (avec une partie de sa couverture siliceuse) du reste de sa couverture. L'idée de départ est que l'association de jadéite + quartz nécessite pour sa formation un gradient géothermique très faible et de fortes pressions, dont le seul mode de justification réside actuellement dans une subduction.

Les mouvements supposés sont des mouvements en parallèle, non bout à bout, de plusieurs unités structurales impliquées dans une "zone" de subduction, non dans un plan de subduction. Les contacts entre chaque unité sont matérialisés par les plans de chevauchement actuels et peut-être aussi par des plans tectoniques cicatrisés. Des mouvements différentiels ont lieu dès lors entre les différentes unités structurales, ce qui permet de faire subir des pressions élevées à certaines et non à d'autres et remédie aussi à la difficulté que présenterait une plaque de 100 km de large, dont tous les points devraient être amenés en subduction à des profondeurs peu différentes.

Les mouvements de subduction ne sont pas nécessairement tout à fait synchrones dans les différentes unités, mais le décalage chronologique possible n'est pas tel qu'il soit décelable radiométriquement. Les schémas obtenus dans cette hypothèse sont en gros analogues à ceux de DAL PIAZ *et al.* (1972), à la différence qu'ils incluent dans le mouvement de subduction le socle briançonnais et une partie de sa couverture siliceuse (fig. 103).

Antérieurement au mouvement de subduction supposé, du Crétacé supérieur, l'histoire du socle hercynien, d'abord continu entre les zones externes et l'Austro-alpin, est marquée par la formation de bassins subsidants au Carbonifère supérieur (zone houillère, zone graphitique de Pinerolo), par un événement magmatique (granitoïdes) et par un métamorphisme au Permien. Les mouvements d'extension généraux sur le pourtour de la Méditerranée entre le Trias et le Crétacé inférieur se traduisent par le caractère lacuneux et instable de la sédimentation de plusieurs zones en cours d'individualisation, par du volcanisme (dans les Alpes occidentales les spilites du Trias/Lias inférieur) et surtout par la création du bassin ophiolitique liguro-piémontais interne à fond très vraisemblablement océanique.

Au Crétacé, pendant que se termine la sédimentation de la couverture briançonnaise, plusieurs unités individualisées subiraient une subduction les amenant à des profondeurs d'au moins plusieurs dizaines de kilomètres : d'Ouest en Est ce sont le Briançonnais (socle cristallin avec au moins une partie de sa pellicule discontinue de couverture siliceuse), les massifs penniques internes, la zone Zermatt-Saas s.l. et la zone Sesia. Ce qui existait déjà de la couverture briançonnaise carbonatée, la zone du Combin s.l. et très probablement la zone houillère restent à des niveaux superficiels.

On ne discutera pas ici la question de savoir sur quoi s'est déposée cette couverture briançonnaise. Elle est actuellement plissée et en écaillés par rapport au socle briançonnais. Si elle a subi un charriage, son lieu de dépôt doit être plus interne que sa situation actuelle. Rappelons que pour la série carbonatée d'Acceglio une telle provenance très interne est aussi invoquée par LEFEVRE (1974b) qui la situe sur la partie méridionale de Dora-Maira.

Le Flysch à Helminthoïdes répond à la tectonisation du Crétacé supérieur. Il a pu se déposer sur l'une des unités restées à un niveau superficiel.

La présence ou l'absence d'éclogites, qui constitue la différence d'intensité du métamorphisme de haute pression entre, d'une part, la zone Sesia, la zone Zermatt-Saas s.l. en val d'Aoste, en val de Suse et en haute Maurienne, les massifs penniques internes et, d'autre part, le socle briançonnais et les roches ophiolitiques du Queyras, peut être reliée à des différences dans les niveaux atteints en subduction par les parties actuellement visibles de ces unités : ces deux groupes d'unités auraient subi différents degrés de subduction, ou bien la remontée en surface et l'érosion auraient fait affleurer des portions correspondant à différentes profondeurs atteintes.

Les paragenèses de haute pression créées en profondeur s'altèrent partiellement au cours de leur remontée en associations à amphibole bleu vert, puis déjà peut-être à chlorite + albite, à la fin de cette première phase. En effet les pressions se relâchant nettement, il n'est pas

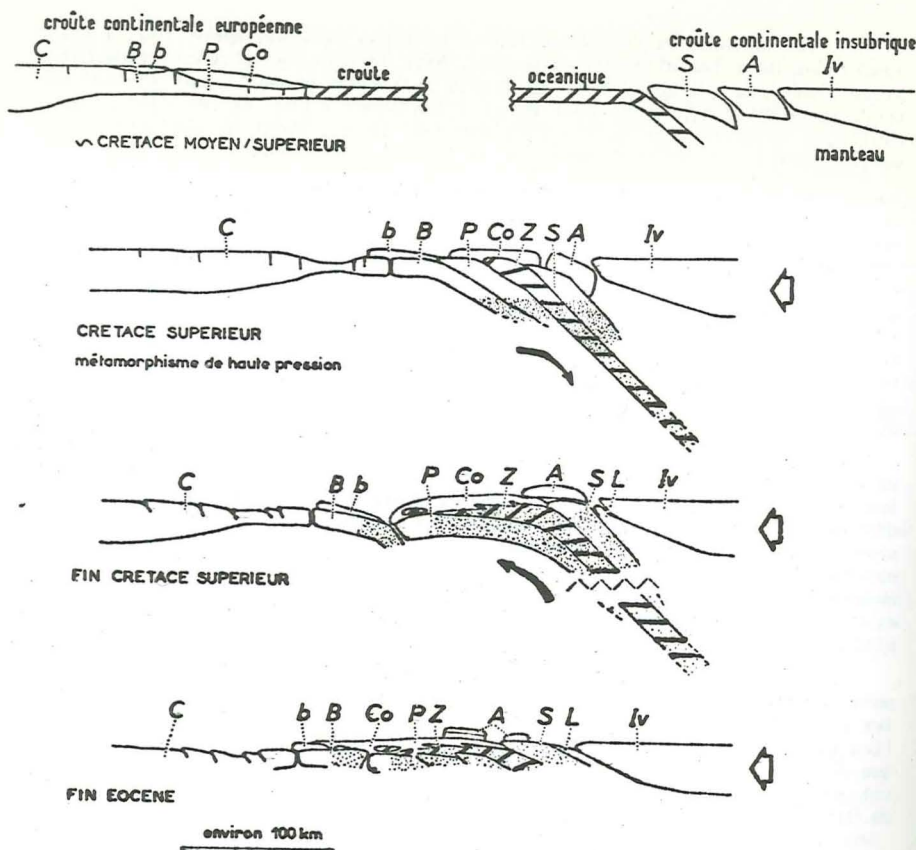


Fig. 103. - Schéma évolutif d'une zone de subduction rendant compte des faciès métamorphiques des Alpes occidentales, dans l'hypothèse où les paragenèses de haute pression de la série siliceuse briançonnaise sont éoalpines (Crétacé supérieur).

Il s'agit d'une coupe moyenne, mêlant les données de divers profils au travers des Alpes occidentales : vers le N l'extension de la zone Zermatt-Saas s.l. est moins large qu'indiqué ; vers le S la nappe de la Dent Blanche est inconnue ; le massif de Lanzo n'affleure que sur une coupe passant par le val de Suse.

Les pointillés représentent les masses affectées du métamorphisme de haute pression.

A. Austro-alpin supérieur (série de Valpelline dans la nappe de la Dent Blanche et 2ème zone diorito-kinzigitique). B. Série siliceuse briançonnaise (socle +

impossible que les conditions de formation de la chlorite et de l'albite aient pu être atteintes à la fin de cette phase, avant le calme métamorphique qui la sépare de la suivante.

A l'Eocène, postérieurement au Lutétien, l'écoulement (au moins en partie gravitaire) des calcschistes piémontais de la zone du Combin s.l. ou du mélange tectonique qu'ils semblent former avec les lentilles ophiolitiques de la zone Zermatt-Saas s.l., probablement favorisé par des mouvements verticaux dans les zones les plus internes, les fait parvenir sur la zone briançonnaise. C'est peu après que se produisent à nouveau des changements de phases. Des associations à amphibole bleue ferrière, aegyrine, chloritoïde se forment à ce moment dans la couverture briançonnaise, pendant que se développe une deuxième génération d'amphibole sodique dans les unités piémontaises et, peut-être, dans le socle briançonnais. Les amphiboles sodiques de la zone briançonnaise se situent souvent dans des plans parallèles au rubanement des anciennes amphibolites, soit que ces plans soient anciens et aient guidé les cristallisations alpines, soit qu'ils résultent d'une transposition alpine du rubanement ancien.

Sous un gradient géothermique "normal" les associations formées à la fin de cette phase sont celles de schistes verts. La constance de l'âge radiométrique des paragenèses de schistes verts (38-37 Ma) montre que celles-ci ne sont pas nées sous l'effet de la surcharge des nappes, dont le mouvement a été progressif, mais par suite d'un seul et même facteur agissant en même temps, à la fois dans les Alpes occidentales et centrales.

A l'Oligo-Miocène ont lieu, dans un cadre orogénique encore mal déterminé, des recristallisations et des altérations de minéraux, en même temps que se créent des fissures avec minéraux. Mais dès l'Oligocène les méta-ophiolites sont déjà soumises à l'érosion. Les nappes de l'Embrunais-Ubaye terminent leur mise en place. C'est probablement au cours de cette période que les sédiments volcano-détritiques des flyschs externes s'ajustent aux conditions de leur milieu et que s'y développent des associations à zéolites et pumpellyite-prehnite. Les conditions nécessaires à la formation de ces paragenèses sont celles produites par la surcharge des nappes préalpines, peut-être assorties d'une nouvelle subduction (?) (KUBLER *et al.*, 1974).

Les pressions déterminées pour certains minéraux nés à cette époque, ceux des fissures dans les massifs cristallins externes, atteignent 2,5 kb (Pelvoux) à 3 kb (Mont Blanc). Une érosion continue de la couverture et/ou des nappes superposées doit y être aussi admise.

(fig. 103, suite)

couverture siliceuse pro parte). b. Couverture briançonnaise carbonatée. C. cristallin externe. Co. Zone du Combin s.l. Iv. Zone d'Ivrée. L. Massif ultrabasique de Lanzo. P. Cristallin pennique interne (Mont Rose, Grand Paradis, Dora-Maira). S. Zone Sesia-Lanzo. Z. Zone Zermatt-Saas s.l.

Schéma évolutif dans lequel les paragenèses de haute pression de la zone briançonnaise sont de la limite Eocène-Oligocène

Dans l'hypothèse où les paragenèses de haute pression, à jadéite, de la zone briançonnaise sont de la limite Eocène-Oligocène, le mouvement de subduction responsable de la genèse des hautes pressions s'y serait effectué après que la série de couverture briançonnaise ait fini de se déposer. Après la subduction supposée des unités les plus internes au Crétacé supérieur, jusqu'aux massifs penniques inclus, une nouvelle zone de subduction apparaît à la fin de l'Eocène, qui entraînerait en profondeur le socle et une partie de sa couverture siliceuse et lui ferait traverser la limite de phases de haute pression (fig. 104). La couverture carbonatée briançonnaise reste à des niveaux peu profonds et il s'y forme une amphibole bleue ferrière, du chloritoïde, de la phengite, etc. (et de la lawsonite ?). Dans cette hypothèse la nouvelle zone de subduction se serait formée sans qu'il y ait une fosse typique.

Le mouvement gravitaire des nappes en partie empilées au cours des mouvements éoalpains, se produit à des niveaux superficiels et continue pendant

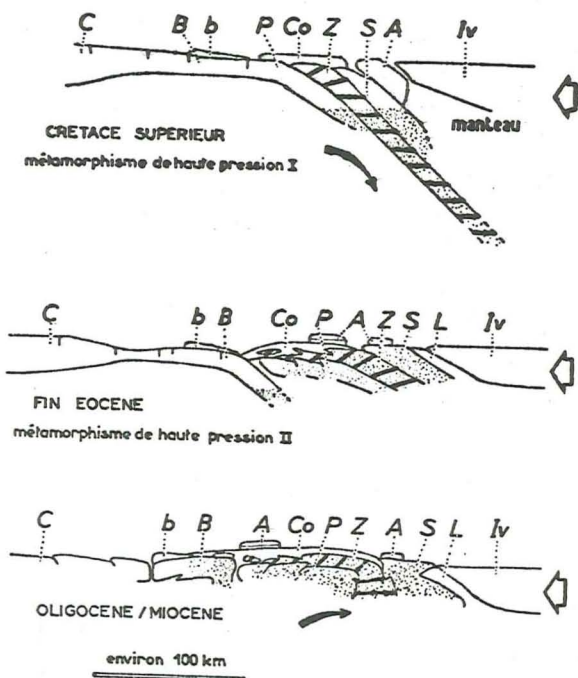


Fig. 104. - Schéma évolutif rendant compte des faciès métamorphiques des Alpes occidentales, dans l'hypothèse où les paragenèses de haute pression de la série siliceuse briançonnaise sont alpines (limite Eocène-Oligocène). Même remarque et mêmes symboles que pour la fig. 103.

la remontée de l'unité maintenant métamorphisée avec jadéite, puis glaucophane s.l. Les transformations métamorphiques se poursuivent au cours de cette même période, aboutissant sous l'influence d'un flux thermique accru, à des associations de schistes verts, avec biotite verte ou brune suivant les régions. Dans le Queyras et en haute Ubaye ces derniers phénomènes métamorphiques ont été particulièrement faibles dans les roches ophiolitiques dont le faciès de haute pression a été acquis lors de la phase du Crétacé supérieur.

Les événements ultérieurs sont les mêmes que dans le schéma précédent.

Dans l'une et l'autre hypothèse concernant l'âge du métamorphisme de haute pression dans la série siliceuse briançonnaise, une nette *période de calme métamorphique* sépare les deux phases orogéniques et métamorphiques, la phase éoalpine et la phase éocène-oligocène : les conditions physiques qui ont régné pendant ce temps n'ont pas amené de changement de phases et aucune déformation n'est venue détruire mécaniquement les cristallisations antérieures.

La direction du plongement d'une zone en subduction, c'est-à-dire quelle portion de matériel plonge sous l'autre, est indiquée par la localisation des faciès métamorphiques dénotant la plus haute pression ou bien par la géométrie des éléments. La zone de subduction éoalpine paraît ainsi nettement dirigée sous les unités alpines méridionales, c'est-à-dire avec un plongement vers le SE ou l'E. La direction de la subduction éocène, s'il y en a eu une, a dû être la même si on en juge par le gradient de pression dirigé d'E en W, depuis les paragenèses de haute pression de la série siliceuse briançonnaise vers celle à lawsonite-pumpellyite de la zone houillère et celle d'épizone des zones plus externes. Avant le rétrocharriage on ne connaît à ce niveau aucune structure qui ait eu un plongement vers le côté externe des Alpes occidentales. Il en va autrement dans les Alpes orientales dont OXBURGH (1972) a proposé de rendre compte des structures par une tectonique en "flake" (par cisaillement de la plaque méridionale jusqu'au manteau et le chevauchement de sa partie supérieure sur la plaque alpine).

Rappelons qu'une direction inverse a été supposée par CABY (1973) et par VIALON (1974). Le premier auteur fait coïncider cette subduction avec la structure dite de rétrocharriage, dont l'âge dans ce cas serait beaucoup plus précoce qu'on ne le considère jusqu'à présent. Or, dans les Schistes lustrés des Alpes cottiennes septentrionales les études de CARON, tout comme celles d'autres auteurs dans d'autres régions des Alpes, tendent à mettre en parallèle avec la structure rétrocharriée non les cristallisations principales, mais les dernières cristallisations. Seules des études structurales fines pourront montrer quelles recrystallisations sont liées en Briançonnais aux structures rétrocharriées. Dans la région du pli en retour des Mischabel CHADWICK (1974) a proposé que les amphiboles sodiques disposées suivant la structure "rétrocharriée" se sont formées pendant la cristallisation lépontine.

Pour VIALON une plan de subduction à plongement nord aurait été actif tout au long de la partie des Alpes axée E-W, c'est-à-dire, pour les Alpes occidentales, leur portion septentrionale, italo-suisse. Dans un

tel schéma le reste des Alpes occidentales, c'est-à-dire la portion N-S de l'arc, aurait été surtout affecté, semble-t-il, de mouvements horizontaux de coulissement. Cela néglige toutefois le fait que c'est là précisément, dans la branche NE-SW et N-S des Alpes, que la plus haute pression et donc une profonde subduction doivent être justifiées. En outre le plus net gradient de métamorphisme décroît d'E (NE) en W (SW), depuis la zone Sesia et Zermatt-Saas s.l. vers les zones externes. L'importance du gradient N-S est de second ordre et de toute façon on n'en connaît pas encore exactement la nature (diminution de température, + diminution de pression ?). Il est plus vraisemblable que la subduction à l'origine des paragenèses de haute pression a donc dû se faire avec un plongement vers le côté interne de la chaîne, vers l'E ou le SE.

A l'échelle des mouvements de plaques les mouvements de subduction que les caractères des métamorphismes ont fait supposer, s'insèrent dans les données acquises par les géophysiciens. Les mouvements relatifs des plaques européenne et africaine et leur tracé approximatif ont été reconstitués sur la base de données paléomagnétiques par DIETZ et HOLDEN (1970), SMITH (1971), DEWEY *et al.* (1973), etc. (voir aussi VAN DER VOO et ZIJDERVELD, 1969). Qu'y trouvons-nous :

- Entre le Trias et le Santonien l'ouverture de l'Atlantique central amène d'abord une extension, puis une rotation senestre de l'Afrique par rapport à l'Europe, qui provoque vers l'Est une compression N-S s'accroissant progressivement.

- Au Santonien, il y a 80 Ma, l'ouverture de l'Atlantique nord transforme le mouvement en un déplacement relatif de l'Afrique vers l'Ouest, toujours avec rotation senestre. La composante en compression N-S se prolonge jusque vers 63 Ma. A cette époque elle disparaît et un glissement E-W se fait seul pendant tout le Paléocène.

- Le mouvement relatif change de nouveau brusquement, il y a 53 Ma ou à la fin de l'Eocène supérieur suivant les auteurs, pour devenir une compression N-S liée à une rotation dextre jusqu'à la fin du Miocène.

Les distensions du début du Mésozoïque ont abouti à la création du golfe à fond océanique que constitue le bassin liguro-piémontais, séparant la plaque européenne de la plaque sud-alpine ou insubrique. Le mouvement de distension n'a pas dû se poursuivre plus de quelques millions d'années : 20 Ma suffisent en effet, avec un taux d'extension de 2 cm/an, pour créer 400 km de croûte nouvelle. Une largeur fort supérieure ne paraît guère possible dans la géométrie des plaques circum-méditerranéennes, tout comme en regard de l'histoire ultérieure : toute la croûte océanique a dû être avalée en subduction au cours du Crétacé supérieur. Au mouvement de compression amorcé à cette époque on peut attribuer ensuite la collision des plaques européenne et sud-alpine (insubrique), qui interrompt la subduction, fait remonter une partie des unités affectées par elle, en les empilant sous forme de nappes et avec écaillage du manteau (Lanzo et autres écaillies).

Après une période de calme (la "restauration paléocène" de TRÜMPY, (1973a), qui correspond à la disparition temporaire au Paléocène des mouvements en compression d'après DEWEY *et al.* (1973), la composante de compression réapparue produit un serrage et des plissements qui se propagent d'Est en Ouest.

Les schémas d'évolution proposés essaient de rendre compte des associations rencontrées, en se fondant sur les données expérimentales et celles de la grande tectonique. C'est une construction fragile dans la mesure où le sont ses bases : s'il doit apparaître que les associations dites de haute pression ont pu se former sans surcharge lithostatique importante, les profondes subductions invoquées ici ne sont plus rendues nécessaires, même si ce mécanisme a pu exister.

BIBLIOGRAPHIE

- ACKERMAN D. et KARL F., 1972. Experimental studies on the formation of inclusions in plagioclases from metatonalites, Hohe Tauern, Austria (lower temperature stability limit of the paragenesis anorthite plus potash feldspar). *Contr.Mineral.Petrol.* 35, 11-21.
- AGRELL S.O., BROWN M.G. et McKIE D., 1965. Deerite, howieite and zussmanite, three new minerals from the Franciscan of the Laytonville district, Mendocino Co., California. *Am.Mineral.* 50, 278.
- AGRELL S.O. et GAY M., 1970. De la deerite dans les Alpes franco-italiennes. *Bull.Soc.fr.Minéral.Cristallogr.* 93, 263-264.
- ALTHAUS E., 1969. Das System $Al_2O_3-SiO_2-H_2O$. Experimentelle Untersuchungen und Folgerungen für die Petrogenese der metamorphen Gesteine. *N.Jb. Miner.Abh.* 111, 74-161.
- ALTHAUS E. et WINKLER H.G.F., 1962. Experimentelle Gesteinsmetamorphose. VI. Einfluss von Anionen auf metamorphe Mineralreaktionen. *Geochim. Cosmochim. Acta* 26, 145-180.
- ALTHAUS E., KAROTKE E., NITSCH K.H. et WINKLER H.G.F., 1970. An experimental re-examination of the upper stability limit of muscovite plus quartz. *N.Jb.Mineral.Mh.* 325-336.
- ALTHAUS E. et SMYKATZ-KLOSS W., 1972. Experimentelle Veränderung der "Illit-Kristallinität". *Fortschr.Mineral.* 50, Bh.1, 4-5.
- AMSTUTZ A., 1951. Sur le Paléozoïque des Pennides au Sud d'Aoste. *Arch.Sc. Phys.Nat.Genève* 4, 329-334.
- ANNERSTEN A., 1966. A mineral chemical study of a metamorphosed iron formation in Northern Sweden. *Lithos* 1, 374-397.
- ANTOINE P., 1971. La zone des Brèches de Tarentaise entre Bourg-Saint-Maurice (vallée de l'Isère) et la frontière italo-suisse. Thèse, Grenoble, 367 p.
- 1972. Le domaine pennique externe entre Bourg-Saint-Maurice (Savoie) et la frontière italo-suisse. (Bilan des connaissances actuelles sur ce secteur de la zone des Brèches de Tarentaise). *Géol.Alpine* 48, 5-40.
- ANTOINE P., LOUBAT H. et VATIN-PERIGNON N., 1973. Hypothèses nouvelles sur l'origine et la signification des "Ophiolites" du domaine pennique externe (Savoie, Valais). *Géol.Alpine* 49, 21-39.
- APRAHAMIAN J., 1974. La cristallinité de l'illite en bordure des massifs cristallins externes. *Géol.Alpine* 50, sous presse.
- ARNAUD H., 1974. Nouvelles données sur la tectonique "antésénonienne" des environs de La Jarjatte (Dévoluy occidental). *C.R.Acad.Sc.Paris (D)* 278, 697-700.
- ARTRU Ph., 1972. Les terres noires du bassin rhodanien. Thèse Lyon, 181 p.
- ARTRU Ph., DUNOYER de SEGONZAC G., COMBAZ A. et GIRAUD A., 1969. Variations d'origine sédimentaire et évolution diagénétique des caractères palynologiques et géochimiques des Terres Noires jurassiques en direction de l'arc alpin (France, Sud-Est). *Bull.Centre Rech.Pau-SNPA* 3, 357-376.
- AYRTON S., 1969. On the origin of gneissic banding. *Eclogae geol.Helv.* 62, 567-570.
- AYRTON S. et RAMSAY J., 1974. Tectonic and metamorphic events in the Alps. *Schweiz.min.petr.Mitt.* 54, 609-639.

- BADOUX H. et de WEISSE G., 1959. Les bauxites siliceuses de Drévenouse. *Mém.Lab.Géol.Minér.Géoph.Mus.Géol.Univ.Lausanne* 126, 9 p.
- BAGGIO P., FERRARA G. et MALARODA R., 1967. Results of some Rb/Sr age determinations of the rocks of the Mont Blanc Tunnel. *Boll.Geol.Soc.Ital.* 86, 193-212.
- BAHEZRE D., MICHEL R. et VIALON P., 1965. Etude de quelques phyllites colorées des schistes cristallins des Alpes piémontaises à la microsonde électronique de Castaing. *Bull.Soc.fr.Minér.Cristallogr.* 88, 267-272.
- BANNO S., 1969. Aegirinaugites from crystalline schists in Sikoku. *J.Geol. Soc.Jap.* 65, 652-657.
- BARBIER R., 1948. Les zones ultradauphinoise et subbriançonnaise entre l'Arc et l'Isère. *Mém.Carte géol.Fr.*, 291 p.
- BARBIER R. et BARFETY J.C., 1972. Les structures E-W de la zone ultradauphinoise du pays des Arves (Savoie) et leur signification (feuilles St-Jean-de-Maurienne et La Grave au 1/50 000). *Géol.Alpine* 48, 151-158.
- BARLIER J. et TOURAY J.Cl., 1974. Trois méthodes d'investigation en géothermométrie ; application l'étude de l'histoire thermique des "Terres noires" (quadrilatère Die-Nyons-Digne-Barcelonnette). *2e Réunion.Sc. Terre, Pont-à-Mousson, Résumés comm.*, 29.
- BEARTH P., 1952. Geologie une Petrographie des Monte Rosa. *Beitr.geol.Karte Schweiz*, n.F. 96, 94 p.
- 1959. Ueber Eklogite, Glaukophanschiefer und metamorphe Pillowlaven. *Schweiz.min.petr.Mitt.* 39, 267-286.
- 1960-63. Contribution à la subdivision tectonique et stratigraphique du cristallin de la nappe du Grand-St-Bernard dans le Valais (Suisse). *Mém.h.sér.Soc.géol.Fr.* 2, 407-418.
- 1962. Versuch einer Gliederung alpinmetamorpher Serien der Westalpen. *Schweiz.min.petr.Mitt.* 42, 127-137.
- 1963. Chloritoid und Paragonit aus der Ophiolithzone von Zermatt-Saas Fee. *Schweiz.min.petr.Mitt.* 43, 269-286.
- 1965. Zur Entstehung alpinotyper Eklogite. *Schweiz.min.petr.Mitt.* 45, 179-188.
- 1966. Zur mineralfaziellen Stellung der Glaukophangesteine der Westalpen. *Schweiz.min.petr.Mitt.* 46, 13-23.
- 1967. Die Ophiolithe der Zone von Zermatt-Saas Fee. *Beitr.geol.Karte Schweiz*, n.F. 132, 130 p.
- 1970. Zur Eklogitbildung in den Westalpen. *Fortschr.Mineral.* 47, 27-33.
- 1973. Gesteins- und Mineralparagenesen aus den Ophiolithen von Zermatt. *Schweiz.min.petr.Mitt.* 53, 299-334.
- 1974. Zur Gliederung und Metamorphose der Ophiolithe der Westalpen. *Schweiz.min.petr.Mitt.* 54, 385-397.
- BEARTH P. et STERN W., 1971. Zum Chemismus der Eklogite und Glaukophanite von Zermatt. *Schweiz.min.petr.Mitt.* 51, 349-359.
- BEBIEN J., 1973. Géochimie des roches volcaniques océaniques : comparaison des volcanismes actuel et ophiolitique. *C.R.Acad.Sc.Paris* 276, 3111-3114.
- BERDESINSKI W. et NUBER B., 1966. Vorschlag zur Bestimmung der Bestwerte der Gitterparameter und ihrer Fehlerschranken aus den Beobachteten Glanzwinkeln. *N.Jb.Mineral.Abh.* 104, 113-146.
- BERCKHEMER H., 1968. Topographie des "Ivrea-Körpers", abgeleitet aus seismischen und gravimetrischen Daten. *Schweiz.min.petr.Mitt.* 48, 235-246.
- BERTRAND J., 1971. Etude pétrographique des ophiolites et des granites du Flysch des Gêts (Haute Savoie, France). *Arch.Sc.Genève* 23, 279-542.

- BERTRAND J. et DELALOYE M., 1970. Dosages géochimiques sur quelques laves en coussin du domaine alpin. *C.R.Soc.Phys.Hist.Nat.Genève* 5, 122-128.
- BERTRAND J.M., 1968. Etude structurale du versant occidental du massif du Grand Paradis (Alpes Graies). *Géol.Alpine* 44, 55-87.
- BERTRAND M., 1894. Etudes dans les Alpes françaises (structure en éventail, massifs amygdaloïdes et métamorphisme). *Bull.Soc.géol.Fr.* (3) 22, 69-118.
- de BETHUNE P., LADURON D., MARTIN H. et THEUNISSEN K., 1968. Grenats zonés de la zone du Mont Rose (Valle Anzasca, Prov. de Novara, Italie). *Schweiz.min.petr.Mitt.* 48, 437-454.
- de BETHUNE P., LADURON D. et BOCQUET J., 1974. Diffusion processes in resorbed garnets. *Contr.Mineral.Petrol.* sous presse.
- BEUGNIES A., GODFRIAUX J. et ROBASZYNSKI, 1969. Contribution à l'étude des phengites. *Bull.Soc.belge Géol.Paléont.Hydro.* 77, 95-146.
- BIRD G.W. et FAWCETT J.J., 1973. Stability relations of Mg-chlorite - muscovite and quartz between 5 and 10 kb water pressure. *J.Petrol.* 14, 415-428.
- BLACK Ph.M., 1970. Ferroglauconophane from New Caledonia. *Am.Mineral.* 55, 508-511.
- 1973. Mineralogy of New Caledonian metamorphic rocks. II. Amphiboles from the Ouégoa District. *Contr.Mineral.Petrol.* 39, 55-64.
- BLAKE M.C.Jr, IRWIN W.P. et COLEMAN R.G., 1967. Upside-down metamorphic zonation, blueschist facies, along a regional thrust in California and Oregon. *Geol.Surv.prop.pap.* 375-C, C1-C9.
- BLAKE M.C., IRWIN W.P. et COLEMAN R.G., 1969. Blueschist-facies metamorphism related to regional thrust faulting. *Tectonophysics* 8, 237-246.
- BOCCALETTI M., ELTER P. et GUAZZONE G., 1971. Plate tectonic models for the development of the Western Alps and Northern Apennines. *Nature* 234, 108-111.
- BOCQUET J., 1966. Le delta miocène de Voreppe. Etude des faciès conglomératiques du Miocène des environs de Grenoble. *Trav.Lab.Géol.Grenoble* 42, 53-75.
- 1969. Sur les minéraux de métamorphisme du Roc du Bourget, près de Modane (Savoie). *C.R.Soc.géol.Fr.*, 50-52.
- 1971. Cartes de répartition de quelques minéraux du métamorphisme alpin dans les Alpes franco-italiennes. *Eclogae geol.Helv.* 64, 71-103.
- 1974a. Metamorfismo prealpino nella Vanoise ed alcuni confronti con altri massicci brianzonesi. *Coll.sull'orogenesi hercynica nelle Alpi, Bergamo 14-16 marzo 1974.* 1 p.
- 1974b. Le socle briançonnais de Vanoise (Alpes de Savoie) : arguments en faveur de son âge anté-alpin et de son polymétamorphisme. *2e Réunion. ann.Sc.Terre. Pont-à-Mousson. Résumés comm.*, 57.
- 1974c. Le socle briançonnais de Vanoise (Savoie) : arguments en faveur de son âge anté-alpin et de son polymétamorphisme. *C.R.Acad.Sc.Paris* 278(D), 2601-2604.
- 1974d. Blue amphiboles of the Western Alps. Chemistry and physical characters. *Schweiz.min.petr.Mitt.* 54, 425-448.
- 1974e. Il metamorfismo prealpino nella Vanoise (Savoie) e in altri settori dello zoccolo brianzonese. *Mem.Soc.Géol.Ital.* sous presse.
- BOCQUET J., DELETIE P. et PACHOUD A., 1971. Description géologique de la galerie E.d.F. d'Orelle (Savoie). *Rapport BRGM, n° 71.SGN.199.JAL.*
- BOCQUET J. et MOH G.H., 1972. Note préliminaire sur la transformation, réalisée par voie expérimentale, de glaucophane en montmorillonite. *C.R.Acad.Sc.Paris* 274, 977-978.

- BOCQUET J. et FORETTE M.Cl., 1973. Sur une deerite de l'ensemble des calc-schistes piémontais, à Tronca (Italie). *Bull.Soc.fr.Minéral.Cristallogr.* 96, 314-316.
- BOCQUET J., DELALOYE M., HUNZIKER J.C. et KRUMMENACHER D., 1974. K-Ar and Rb-Sr dating of blue amphiboles, micas and associated minerals from the Western Alps. *Contr.Mineral.Petrol.* 47, 7-26.
- BOCQUET J. et DAL PIAZ, 1974. Road log Briançon-Torino. in Guide Book for NATO Advanced Study Institute "Volatiles in Metamorphism". 24 Aug. to 8 Sept. 1974.
- BOCQUET J., DELALOYE M. et VIALETTE Y., 1974. Mesures d'âges isotopiques de biotites vertes, de spilites et de roches associées dans les Alpes du Dauphiné. *Bull.Soc.géol.Fr., C.R.*, sous presse.
- BOCQUET J., DAL PIAZ G.V., HUNZIKER J.C., MARTINOTTI G. et PECHER A., sous presse. The Western Alps. Explanatory text to the metamorphic map of the Alps. Unesco, Paris, Leiden.
- BOCQUET J., LADURON D. et de BETHUNE P., sous presse. Zonation et chimisme de grenats des Alpes occidentales. *Mém.Univ.Cath.Louvain.*
- BOCQUET et Coll., 1974. Le métamorphisme alpin dans les Alpes occidentales. Compte rendu du colloque de la Soc. géol. Fr. *Géol.Alpine* 50, 23-33.
- BODEWIG, 1876. Ueber den Glaukophan von Zermatt. *POGG.* 158, 224.
- BORG I.Y., 1967. Optical properties and cell parameters in the glaucophane-riebeckite series. *Contr.Mineral.Petrol.* 15, 67-92.
- BORIANI A., DAL PIAZ G.V., von RAUMER J. et SASSI F., 1974. Metamorfismo. *Coll.Orogenesi ercynica nelle Alpi, Bergamo, 14-16 marz.* 3, 1-144.
- BORTOLAMI G. et DAL PIAZ G.V., 1970. Il substrato cristallino dell'Anfiteatro morenico di Rivoli-Avigliana (Prov. Torino) e alcune considerazioni sull'evoluzione paleografica e strutturale della eugeosinclinale piemontese. *Mem.Soc.Ital.Sci.Nat.e Mus.Civ.Stor.Nat.Milano* 18, 125-169.
- BOUDIER F., 1971. - Minéraux serpentineux extraits de péridotites serpentinisées des Alpes occidentales. *Contr.Mineral.Petrol.* 33, 331-345.
- BOULADON J. et PICOT P., 1968. Sur les minéralisations en cuivre des ophiolites de Corse des Alpes françaises et de Ligurie. *Bull.BRGM, Sec.II.* 23-41.
- BOURBON M. et FONTEILLES M., 1972. Présence de pyrosmalite et de rhodonite dans un horizon manganésifère oxydé du Crétacé supérieur briançonnais. *Bull.Soc.fr.Minéral.Cristallogr.* 95, 623-624.
- BOWES D.R. et PARK R.C., 1966. Metamorphic segregation banding in the Lock Kerry basite sheet from the Lewisian of Gairloch, Rossshire, Scotland. *J.Petrol.* 7, 306-330.
- BOYD F.R. (1959). Hydrothermal investigations of amphiboles. in *Researches in Geochemistry*, P.H. ABELSON Edit., 377-396.
- BRACE W.F., ERNST W.G. et KALLBERG R.W., 1970. An experimental study of tectonic overpressure in Franciscan rocks. *Geol.Soc.Amer.Bull.* 81, 1325-1338.
- BRINDLEY G.W. et GILLERY F.H., 1956. X-Ray identification of chlorite species. *Am.Mineral.* 41, 169-186.
- BRINDLEY G.W. et WARDLE R., 1970. Monoclinic and triclinic forms of pyrophyllite anhydride. *Am.Mineral.* 55, 1259-1272.
- BROWN E.H., 1967. The greenschist facies in part of Eastern Otago, New Zealand. *Contr.Mineral.Petrol.* 14, 259-292.
- 1971. Phase relations of biotite and stilpnomelane in the greenschist facies. *Contr.Mineral.Petrol.* 31, 275-299.

- 1974. Comparison of the mineralogy and phase relations of blueschists from the North Cascades, Washington, and greenschists from Otago, New Zealand. *Geol.Soc.Amer.Bull.* 85, 333-344.
- BROWN G. (Edit.), 1961. The X-Ray identification and crystal structures of clay minerals. Miner. Soc. London.
- BURRI M., 1969. La zone de Sion-Courmayeur entre les vallées de Bagnes et d'Entremont (Valais). *Eclogae geol.Helv.* 62, 547-566.
- BURTET-FABRIS B., DAL PIAZ G.V. et OMENETTO P., 1971. La paragenesi a solfuri e il significato delle inclusioni in pirite nel giacimento piritoso-cuprifero di Petit Monde (valle d'Aosta). *Atti e Mem.Accad.Patavina Sci.Let.Arti* 83, p. II, 33-48.
- BUTLER B.C.M., 1967. Chemical study of minerals from the Moine schists of the Ardnamurchan area, Argyllshire, Scotland. *J.Petrol.* 81, 233-267.
- CABY R., 1964. Etude géologique du bord interne de la zone briançonnaise et de la bordure des Schistes lustrés entre Modane et la Vallée Etroite (Savoie, haut val de Suse). *Trav.Lab.Géol.Grenoble* 40, 131-186.
- 1968. Contribution à l'étude structurale des Alpes occidentales : subdivisions stratigraphiques et structure de la zone du Grand-Saint-Bernard dans la partie sud du Val d'Aoste (Italie). *Géol.Alpine* 44, 95-111.
- 1973. Les plis transversaux dans les Alpes occidentales : implications pour la genèse de la chaîne alpine. *Bull.Soc.géol.Fr.* (7) 15, 624-634.
- CABY R. et GALLI J., 1964. Existence de cinérites et de tufs volcaniques dans le Trias moyen de la zone briançonnaise. *C.R.Acad.Sc.Paris* 259, 417-420.
- CABY R., MICHARD A. et TRICART P., 1971. Découverte d'une brèche polygénique à éléments granitoïdes dans les ophiolites métamorphiques piémontaises (Schistes lustrés du Queyras, Alpes françaises). *C.R.Acad.Sc.Paris* 273, 999-1002.
- CAILLERE S. et MICHARD A., 1962. Etude de quelques muscovites phengitiques provenant des Alpes cottiennes sud-orientales. *87e Congr.Soc.Sav.*, 567-571.
- CALLEGARI E. et VITERBO C., 1966. I granati delle eclogiti comprese nella "formazione dei micascisti eclogitici" della zona Sesia-Lanzo. *Rend.Soc.Mineral.Ital.* 22, 3-26.
- CALLEGARI E., COMPAGNONI R. et DAL PIAZ G.V., 1969. Relitti di strutture intrusive erciniche e scisti a sillimanite nel Massiccio del Gran Paradiso. *Boll.Soc.Geol.Ital.* 88, 59-69.
- CAMERON K.L., 1971. Amphibole phase relations along the join $Mg_3.5Fe_{3.5}Si_8O_{22}(OH)_2 - Ca_2Mg_{2.5}Fe_{2.5}Si_8O_{22}(OH)_2$. *Carnegie Inst.Ann.Rept.* 145-150.
- CARMICHAEL D.M., 1969. On the mechanism of prograde metamorphic reactions in quartz-bearing pelitic rocks. *Contr.Mineral.Petrol.* 20, 244-267.
- CARON J.M., 1970. Etude d'un stilpnomélane des schistes lustrés piémontais. *Bull.Soc.fr.Minéral.Cristallogr.* 93, 133-136.
- 1971a. Contribution à l'étude lithostratigraphique et structurale de la région de Sestrière (Alpes cottiennes, Italie). *Géol.Alpine*, 47, 45-67.
- 1971b. Influence possible du comportement des constituants fluides sur les associations à lawsonite et glaucophane dans les Alpes franco-italiennes à la latitude de Briançon. *C.R.Acad.Sc.Paris* 272 (D), 1937-1939.

- 1974. Rapports entre diverses "générations" de lawsonite et les déformations dans les Schistes lustrés des Alpes cottiennes septentrionales (France et Italie). *Bull.Soc.géol.Fr.* (7) 16, 255-263.
- CARON J.M. et SALIOT P., 1969. Nouveaux gisements de lawsonite et de jadéite dans les Alpes franco-italiennes. *C.R.Acad.Sc.Paris* 268, 3153-3156.
- CARPANESE T., 1932. Granato, vesuviano, ilmenite e titanite del Monte Rossa di Verra (Gruppo del Monte Rosa). *Rend.R.Accad.Naz.Lincei, cl.Sci.fis.mat.nat.* 15, 591-595.
- CARRARO F., DAL PIAZ G.V. et SACCHI R., 1970. Serie di Valpelline e II Zona diorito-kinzigitica sono i relitti di un ricoprimento proveniente dalla zona Ivrea-Verbano. *Mem.Soc.Geol.Ital.* 9, 197-224.
- CAVAGNINO W., DAL PIAZ G.V. et OMENETTO P., 1965. Osservazioni sul giacimento piritoso-cuprifero di Fabbriche presso Alagna nell'alta Valsesia (Piemonte). *Ric.Sci.* 35 (II-a), 1597-1605.
- CHADWICK B., 1974. Glaucophane fabric in the cover of the Monte Rosa Nappe, Zermatt-Saas Fee, Southwest Switzerland. *Geol.Soc.Amer.Bull.* 85, 907-910.
- CHATEAUNEUF J.J., DEBELMAS J., FEYS R., LEMOINE M. et RAGOT J.P., 1973. Premiers résultats d'une étude de charbons jurassiques de la zone briançonnaise. *C.R.Acad.Sc.Paris* (D) 276, 1649-1652.
- CHATTERJEE N.C., 1962a. Zur Achsenkarte des inneren Westalpenbogens. II. Petrographische Auswertung des Probenmaterials. *N.Jb.Geol.Paläont. Mh.* 11, 587-606.
- 1962b. Vesuvianite-epidote paragenesis as a product of greenschist facies of regional metamorphism in the Western Alps. *Beitr.Mineral.Petrol.* 8, 432-439.
- 1966. On the widespread occurrence of oxidized chlorites in the Pennine Zone of the Western Italian Alps. *Contr.Mineral.Petrol.* 12, 525-539.
- 1968. Chromian phengite in an ankerite marble from the Susa valley, Western Italian Alps. *N.Jb.Min.Mh.*, 103-110.
- 1970. Synthesis and upper stability of paragonite. *Contr.Mineral.Petrol.* 27, 244-257.
- 1971. Phase equilibria in the Alpine metamorphic rocks of the environs of the Dora-Maira massif, Western Italian Alps. *N.Jb.Mineral. Abh.* 114, 181-245.
- 1972. The upper stability limit of the assemblage Paragonite + Quartz and its natural occurrences. *Contr.Mineral.Petrol.* 34, 288-303.
- 1973. Low-temperature compatibility relations of the assemblage quartz-paragonite and the thermodynamic status of the phase rectorite. *Contr.Mineral.Petrol.* 42, 259-271.
- 1974. Stabilitätsbeziehungen des Margarits, $CaAl_2[Al_2Si_2O_{10}](OH)_2$. *Fortschr.Mineral.* 51, B1.1, 6-8.
- CHAUVEAU J.C. et LEMOINE M., 1960. Contribution à l'étude géologique du synclinal tertiaire de Barrême (moitié nord). *Bull.Serv.Carte géol.Fr.* 264, 146-178.
- CHAUVEL J.J., 1973. Les stilpnomélanes. Propriétés physiques et composition chimique. *Contr.Mineral.Petrol.* 38, 37-44.
- CHENNAUX G., DUNOYER de SEGONZAC G. et PETRACCO F., 1970. Genèse de la pyrophyllite dans le Paléozoïque du Sahara occidental. *C.R.Acad.Sc.Paris* (D) 270, 2405-2408.

- CHERNOVSKY J.V., 1971. Minerals of the serpentine groupe. *Carnegie Inst. Ann. Rept.* 153-157.
- CHESSEX R., DELALOYE M., KRUMMENACHER D. et VUAGNAT M., 1964. Sur l'âge de la syénite du Montgenèvre (Hautes-Alpes, France). *Arch.Sc.Genève* 17, 342-346.
- CHESSEX R., DELALOYE M., KRUMMENACHER D. et VUAGNAT M., 1964. Nouvelles déterminations d'âges "plomb total" sur des zircons alpins. *Schweiz.min.petr.Mitt.* 44, 43-60.
- CHIESA S., LIBORIO G., MOTTANA A. et PASQUARE G., 1972. La paragonite nei calcescisti delle Alpi : distribuzione e interpretazione geo-petrologica. *Mem.Soc.geol. Ital.* 11, 1-30.
- CHIESA S., LIBORIO G., MOTTANA A. et PASQUARE G., 1974. Stratigraphy and phase-petrology of the "Calcescisti" in a section from Val Germanasca to Queyras (Cottian Alps). *Bull.Soc.géol.Fr* (7) 16, 244.
- CHINNER G.A. et DIXON J.E., 1973. Some high-pressure parageneses of the Allalin gabbro, Valais, Switzerland. *J.Petr.* 14, 185-202.
- CIPRIANI C., SASSI F.P. et VITERBO-BASSANI C., 1968. La composizione delle miche chiare in rapporto con le costanti reticolari e col grado metamorfico. *Rend.Soc.Ital.Mineral.Petrol.* 24, 153-187.
- CIPRIANI C., SASSI F.P. et SCOLARI A., 1971. Metamorphic white micas : definition of paragenetic fields. *Schweiz.min.petr.Mitt.* 51, 259-302.
- CLARK S.P. Jr et JÄGER E., 1969. Denudation rate in the Alps from geochronologic and heat flow data. *Amer.J.Sci.* 267, 1143-1160.
- CLIFF R.A., NORRIS R.J., OXBURGH E.R. et WRIGHT R.C., 1971. Structural, metamorphic and geochronological studies in the Reisseck and southern Ankogel Groups, the Eastern Alps. *Jb.Geol.B.-A.* 114, 121-272.
- COLEMAN R.G., 1971. Plate tectonic emplacement of upper mantle peridotites along continental edges. *J.Geophys.Res.* 76, 1212-1222.
- COLEMAN R.G. et LEE D.E., 1962. Metamorphic aragonite in the glaucophane schists of Cazadero, California. *Am.J.Sci.* 260, 577-595.
- COLEMAN R.G., LEE D.E., BEATTY I.B. et BRANNOCK W.W., 1965. Eclogites and eclogites : Their differences and similarities. *Geol.Soc.Amer.Bull.* 76, 483-508.
- COLEMAN R.G. et CLARK J.R., 1968. Pyroxenes in the blueschist facies of California. *Am.J.Sci.* 266, 43-59.
- COLEMAN R.G. et PAPKE J.J., 1968. Alkali amphiboles from the blueschists of Cazadero, California. *J.Petrol.* 9, 105-122.
- COLOMBA L., 1984. Sulla glaucofane della Beaume (alta valle della Dora Riparia). *Atti R.Accad.Sc.Torino* 29, 404-423.
- 1900. Ricerche microscopiche e chimiche su alcune quartziti dei dintorni di Oulx (alta valla della Dora Riparia) e su alcune rocce associate. *Boll.Soc.Geol.Ital.* 19, 111-131.
- COMPAGNONI R. et PRATO R., 1969. Paramorfosi di cianite su sillimanite in scisti pregranitici del Massiccio del Gran Paradiso. *Boll.Soc.Geol.Ital.* 88, 537-549.
- COMPAGNONI R. et MAFFEO B., 1973. Jadeite-bearing metagranites l.s. and related rocks in the Mount Muirone area (Sesia-Lanzo zone, Western Italian Alps). *Schweiz.min.petr.Mitt.* 53, 355-378.
- COMPAGNONI R. et LOMBARDO B., 1974. The Alpine age of the Gran Paradiso eclogites. *Rend.Soc.Ital.Mineral.Petrol.* 30, 223-237.
- COMPAGNONI R., ELTER G. et LOMBARDO B., 1974. Eterogeneità stratigrafica del complesso degli "gneiss minuti" nel massiccio cristallino del Gran Paradiso. *Coll.sull'Orogenesi ercinica nelle Alpi, Bergamo* 14-16 marzo, 3,8,1-3.

- COMPAGNONI R., LOMBARDO B. et PRATO R., 1974. Andalousite et sillimanite aux contacts du granite central de l'Argentera (Alpes Maritimes). *Rend.Soc.Ital.Mineral.Petrol.* 30, 31-54.
- COOMBS D.S., 1953. The pumpellyite mineral series. *Min.Mag.* 30, 113-135.
- 1960. Lower grade mineral facies in New Zealand. *21st Sess.Int. Geol.Congr., Norden*, pt 13, 339-351.
- 1971. Present status of the zeolite facies. *Advances in Chem.* 101, 317-327.
- CORNELIUS H.P., 1921. Ueber einige Probleme der penninischen Zone der Westalpen. *Geol.Rdsch.* 11, 289-318.
- 1930. Zur Frage der Beziehungen von Metamorphose und Tektonik in den französischen Alpen. *Mitt.geol.Ges.Wien* 23, 142-151.
- CRAWFORD W.A. et FYFE W.S., 1965. Lawsonite equilibria. *Am.J.Sci.* 263, 262-270.
- DAHL O., 1968. Hydrothermal studies of garnet-mica equilibria in the system $3(\text{FeO}, \text{MnO})-2\text{Al}_2\text{O}_3-12\text{SiO}_2-\text{K}_2\text{O}-\text{H}_2\text{O}$. *Geol.Fören.* 90, 331-348.
- DAL PIAZ G., 1928. Geologia della catena Herbetet-Grivola-Grand Nomenon. *Mem.Ist.Geol.Univ.Padova* 7, 83 p.
- 1939. La discordanza ercinica nella zona pennidica e le sue conseguenze nei riguardi della storia geologica delle Alpi. *Boll.Soc.Geol.Ital.* 58, 105-152.
- DAL PIAZ G.V., 1964. Il cristallino antico del versante meridionale del Monte Rosa. Paraderivati a prevalente metamorfismo alpino. *Rend.Soc.Mineral.Ital.* 20, 101-136.
- 1965a. La formazione mesozoica dei calcescisti con pietre verdi fra la Valsesia e la Valtournanche ed i suoi rapporti strutturali con il ricoprimento Monte Rosa e con la zona Sesia-Lanzo. *Boll.Soc.Geol.Ital.* 84, 67-104.
- 1965b. Il lembo di ricoprimento della Becca di Toss : struttura retroflessa della zona del Gran San Bernardo. *Mem.Accad.Padavina* 77, 107-136.
- 1967. Le "granatiti" (rodingiti l.s.) nelle serpentine delle Alpi occidentali italiane. *Mem.Soc.Geol.Ital.* 6, 267-313.
- 1969a. Nuovo affioramento di quartziti e di scisti a piemontite in valle d'Aosta. *Boll.Soc.Geol.Ital.* 88, 613-619.
- 1969b. Filoni rodingitici e zone di reazione a bassa temperatura al contatto tettonico tra serpentine e rocce incassanti nelle Alpi occidentali italiane. *Rend.Soc.Ital.Mineral.Petrol.* 25, 263-315.
- 1971a. Nuovi ritrovamenti di cianite alpina nel cristallino antico del Monte Rosa. *Rend.Soc.Ital.Mineral.Petrol.* 27, 437-477.
- 1971b. Alcune considerazioni sulla genesi delle ofioliti piemontesi e dei giacimenti ad esse associati. *Boll.Ass.Mineral.Subalpina* 8, 24 p.
- 1974a. Le métamorphisme de haute pression et basse température dans l'évolution structurale du bassin ophiolitique alpino-apenninique. 1ère partie : considérations paléogéographiques. *Boll.Soc.Geol.Ital.* 93.
- 1974b. Le métamorphisme de haute pression et basse température dans l'évolution structurale du bassin ophiolitique alpino-apenninique. 2ème partie. *Schweiz.min.petr.Mitt.* 54, 399-424.
- DAL PIAZ G.V. et GOVI M., 1965. Osservazioni geologiche sulla "Zona del Gran San Bernardo" nell'alta Valle d'Aosta. *Boll.Soc.Geol.Ital.* 84, 1-23.
- DAL PIAZ G.V. et GOVI M., 1968. Lo stilpnomelano in valle d'Aosta : nuovi ritrovamenti. *Boll.Soc.Geol.Ital.* 87, 91-108.

- DAL PIAZ G.V. et NERVO R., 1971. Il lembo di ricoprimento del Glacier-Rafray (Dent Blanche s.l.). *Boll.Soc.Geol.Ital.* 90, 401-414.
- DAL PIAZ G.V., GOSSO G. et MARTINOTTI G., 1971. La II Zona Diorito-kinzigitica tra la Valsesia e la Valle d'Ayas (Alpi occidentali). *Mem.Soc.Geol.Ital.* 10, 257-276.
- DAL PIAZ G.V., HUNZIKER J.C. et MARTINOTTI G., 1972. La zona Sesia-Lanzo e l'evoluzione tettonico-metamorfica delle Alpi nordoccidentali interne. *Mem.Soc.Geol.Ital.* 11, 433-460.
- DAL PIAZ G.V., HUNZIKER J.C. et MARTINOTTI G., 1973. Excursion to the Sesia Zone of the Schweiz. mineralogische und petrographische Gesellschaft. *Schweiz.min.petr.Mitt.* 53, 477-490.
- DAMOUR A., 1881. Nouvelles analyses sur la jadéite et sur quelques roches sodifères. *Bull.Soc.Minér.Fr.* 4, 157-164.
- DAVIS G.A. et PABST A., 1960. Lawsonite and pumpellyite in glaucophane schist North Berkeley Hills, California. With notes on the X-Ray crystallography of lawsonite. *Am.J.Sci.* 258, 689-704.
- DAY H.W., 1973. The high temperature stability of muscovite plus quartz. *Am.Min.* 58, 255-262.
- DEBELMAS J., 1955. Les zones subbriançonnaise et briançonnaise occidentale entre Vallouise et Guillestre (Hautes-Alpes). *Mém. Carte géol.Fr.*, 171 p.
- 1963. Plissement paroxysmal et surrection des Alpes franco-italiennes. *Trav.Lab.Géol.Grenoble* 39, 125-171.
- 1974. Géologie de la France. Paris, Doin, 544 p.
- DEBELMAS J., GIDON M., HACCARD D., LEMOINE M. et PERRIAUX J., 1964. Réunion extraordinaire de la Soc. géol. Fr. en Briançonnais (Hautes-Alpes). Compte rendu. *C.R.Soc.géol.Fr.*, 433-471.
- DEBELMAS J. et LEMOINE M., 1964. La structure tectonique et l'évolution paléogéographique de la chaîne alpine d'après les travaux récents. *L'Information scientifique*, 1, 1-33.
- DEBELMAS J. et LEMOINE M., 1970. The Western Alps : Palaeogeography and Structure. *Earth Sci.Rev.* 6, 221-256.
- DEBENEDETTI A., 1961. Stilpnomelano in rocce della val d'Aosta. *Rend.Soc.Min.Ital.* 17, 625-626.
- 1965. Il complesso radiolariti - giacimenti di manganese - giacimenti piritoso-cupriferi - rocce a fuchsite, come rappresentante del Malm nella Formazione dei Calcescisti. Osservazioni nelle Alpi piemontesi e nella Val d'Aosta. *Boll.Soc.Geol.Ital.* 84, 3-35.
- DEER W.A., HOWIE R.A. et ZUSSMAN J., 1962. Rock-forming minerals. London. Longmans.
- de ROEVER W.P., 1972. Glaucophane problems. *Tschermaks Min.Petr.Mitt.* 18, 64-75.
- DEVORE G.W., 1968. Elastic strain and preferred orientation in monoclinic crystals. *Lithos* 2, 9-24.
- DEWEY J.F. et BIRD J.M., 1970. Mountain belts and the new global tectonics. *J.Geophys.Res.* 75, 2625-2647.
- DEWEY J.F., PITMAN W.C., RYAN W.B.F. et BONNIN J., 1973. Plate tectonics and the evolution of the Alpine system. *Geol.Soc.Amer.Bull.* 84, 3137-3180.
- DIEHL A., 1938. Geologisch-petrographische Untersuchungen der Zone du Grand Combin im Val d'Ollomont (Prov. Aosta, Italien). *Schweiz.min.petr.Mitt.* 18, 214-403.
- DIETRICH R.V., 1960. Banded gneisses. *J.Petrol.* 1, 99-120.

- DIETRICH V. et PETERS T., 1971. Regionale Verbreitung der Mg-Phyllosilikate in den Serpentiniten des Oberhalbsteins. *Schweiz.min.petr.Mitt.* 51, 329-348.
- DIETZ R.S. et HOLDEN J.C., 1970. Reconstruction of Pangaea : breakup and dispersion of continents, Permian to present. *J.Geophys.Res.* 75, 4939-4956.
- DOBRETISOV N.L., 1964. Miscibility limits and mean compositions of jadeite pyroxenes. *Dokl.Acad.Sc.USSR* 146, 118-120.
- DUNOYER de SEGONZAC G., 1969. Les minéraux argileux de la diagenèse. Passage au métamorphisme. *Mém.Serv.Carte géol.Als.Lorr.* 29, 317 p.
- DUNOYER de SEGONZAC G. et MILLOT G., 1962. Pyrophyllite de diagenèse dans le Dévonien inférieur du synclinal de Laval (massif armoricain). *C.R.Acad.Paris* 255, 3438-3440.
- DUNOYER de SEGONZAC G. et CHAMLEY H., 1968. Sur le rôle joué par la pyrophyllite comme marqueur dans les cycles sédimentaires. *C.R.Acad.Sc.Paris* 267 (D), 274-277.
- DUNOYER de SEGONZAC G. et HEDDEBAUT C., 1971. Paléozoïque anchi-métamorphique à illite, chlorite, pyrophyllite, allevardite et paragonite dans les Pyrénées basques. *Bull.Serv.Carte géol.Als.Lorr.* 24, 277-290.
- DUNOYER de SEGONZAC G. et HICKEL D., 1972. Cristallochimie des phengites dans les quartzites micacés métamorphiques du Permo-Trias des Alpes piémontaises. *Sci.Géol.Bull.* 25, 201-229.
- DUNOYER de SEGONZAC G., ABBAS M. et LEMOINE M., 1974. Métamorphisme des argiles dans le Rhétien des Alpes sud-occidentales. Minéralogie et géochimie. *Sci.géol.* 27, sous presse.
- DURNEY D., 1974. Relations entre les températures d'homogénéisation d'inclusions fluides et les minéraux métamorphiques dans les nappes helvétiques du Valais. *Bull.Soc.géol.Fr.* (7) 16, 269-272.
- EDGAR A.D., MOTTANA A. et MACRAE N.D., 1969. The chemistry and cell parameters of omphacites and related pyroxenes. *Min.Mag.* 37, 61-74.
- ELLENBERGER F., 1952. Sur l'âge du métamorphisme dans la Vanoise. *C.R.somm.Soc.géol.Fr.*, 318-321.
- 1954. Migmatites d'âge permien dans la zone houillère briançonnaise (Alpes occidentales). *C.R.somm.Soc.géol.Fr.*, 65-68.
- 1955. Bauxites métamorphiques dans le Jurassique de la Vanoise (Savoie). *C.R.somm.Soc.géol.Fr.*, 29-31.
- 1957. Le stilpnomélane, minéral de métamorphisme régional dans la Vanoise (Savoie). *C.R.somm.Soc.géol.Fr.*, 63-65.
- 1958a. Etude géologique du pays de Vanoise. *Mém.explic.Carte géol.Fr.*, 561 p.
- 1958b. Le problème des gneiss du Sapay : nouvelles observations dans la zone du Grand-Saint-Bernard. *C.R.somm.Soc.géol.Fr.*, 45-47.
- 1960. Sur une paragenèse éphémère à lawsonite et glaucophane dans le métamorphisme alpin en Haute-Maurienne (Savoie). *Bull.Soc.géol.Fr.* (7) 2, 190-194.
- 1960-63. La Vanoise, un géanticlinal métamorphique. *Mém.h.sér.Soc.géol.Fr.* 2, 383-393.
- ELLENBERGER F. et SALIOT P., 1967. Tectonique "pennique" à découvert : le grand pli couché de Vanoise septentrionale (Savoie) et ses structures de détail surimposées. *C.R.Acad.Sc.Paris* 264, 1569-1572.
- ELTER G., 1971. Schistes lustrés et ophiolites de la zone piémontaise entre Orco et Doire Baltée (Alpes Graies). Hypothèses sur l'origine des ophiolites. *Géol.Alpine* 47, 147-169.

- 1972. Contribution à la connaissance du Briançonnais interne et de la bordure piémontaise dans les Alpes graies nord-orientales et considérations sur les rapports entre les zones du Briançonnais et des Schistes lustrés. *Mem.Ist.Geol.Miner.Univ.Padova* 28, 19 p.
- ELTER P., GRATZIU C., MARTINI J., MICHELUCCHINI M. et VUAGNAT M., 1969. Remarques sur la ressemblance pétrographique entre les grès de Petriagnacola (Apennin) et les grès de Taveyanne des Alpes franco-suissees. *C.R.Soc. Phys.Hist.Nat.Genève* 4, 150-156.
- von ENGELHARDT W., 1942. Die Strukturen von Thuringit, Bovalit und Chamosit, und ihre Stellung in der Chloritgruppe. *Zeitschr.Krist.* 104, 142-159.
- ERNST W.G., 1960. The stability relations of magnesioriebeckite. *Geochim. Cosmochim.Acta* 19, 10-40.
- 1961. Stability relations of glaucophane. *Am.J.Sci.* 259, 735-765.
- 1962. Synthesis, stability relations, and occurrence of riebeckite and riebeckite-arfvedsonite solid solutions. *J.Geol.* 70, 689-735.
- 1963a. Petrogenesis of glaucophane schists. *J.Petrol.* 4, 1-30.
- 1963b. Polymorphism in alkali amphiboles. *Am.Min.* 48, 241-260.
- 1963c. Significance of phengitic micas from low-grade schists. *Am. Min.* 48, 1357-1373.
- 1965. Mineral parageneses in Franciscan metamorphic rocks, Panoche Pass, California. *Geol.Soc.Amer.Bull.* 76, 879-914.
- 1968. Amphiboles: crystal chemistry, phase relations and occurrence. Springer Verlag, Berlin.
- 1971. Metamorphic zonation on presumably subducted lithospheric plates from Japan, California and the Alps. *Contr.Mineral.Petrol.* 34, 43-59.
- 1972a. CO₂-poor composition of the fluid attending Franciscan and Sanbagawa low-grade metamorphism. *Geochim.Cosmoch. Acta* 36, 497-504.
- 1972b. Occurrence and mineralogic evolution of blueschist belts with time. *Am.J.Sci.* 272, 657-668.
- 1973. Interpretative synthesis of metamorphism in the Alps. *Geol. Soc.Amer.Bull.* 84, 2053-2088.
- ERNST W.G., SEKI Y., ONUKI H. et GILBERT M.C., 1970. Comparative study of low-grade metamorphism in the California Coast Ranges and the outer metamorphic Belt of Japan. *Geol.Soc.Amer.Mem.* 124.
- ESQUEVIN J., 1969. Influence de la composition chimique des illites sur leur cristallinité. *Bull.Centre Rech.Pau-SNPA* 3, 147-153.
- ESSENE E.J. et FYFE W.S., 1967. Omphacite in Californian metamorphic rocks. *Contr.Mineral.Petrol.* 15, 1-23.
- EUGSTER H.P., 1970. Thermal and ionic equilibria among muscovite, K-feldspar and aluminosilicate assemblages. *Fortschr.Mineral.* 47, 106-123.
- EUGSTER H.P. et YODER H.S., 1955. The join muscovite-paragonite. *Carnegie Inst.Ann.Rept.* 124-126.
- EVANS B.W., 1965. Application of a reaction-rate method to the breakdown equilibria of muscovite and muscovite plus quartz. *Am.J.Sci.* 263, 647-667.
- EVANS B.W. et LEAKE B.E., 1960. The composition and origin of the striped amphibolites of Connemara, Ireland. *J.Petrol.* 1, 337-363.
- FABRE J., 1957. Le stilpnomélane dans la zone houillère (à propos de la note de F. Ellenberger). *C.R.somm.Soc.géol.Fr.* 65-66.
- 1961. Contribution à l'étude de la zone houillère en Maurienne et en Tarentaise (Alpes de Savoie). *Mém.BRGM* 2, 315 p.
- FABRIES J., 1966. Sur la nature des hornblendes dans le métamorphisme de type glaucophane-jadéite. *C.R.Acad.Sc.Paris(D)* 263, 749-752.

- FAUST G.T. et FAHEY J.J., 1962. The serpentine-group minerals. *U.S.Geol. Surv.Prof.Pap.* 384A, 92 p.
- FAWCETT J.J. et YODER H.S., 1966. Phase relations of chlorites in the system MgO-Al₂O₃-SiO₂-H₂O. *Amer.Min.* 51, 353-380.
- FERRARA G., LEDENT D. et STAUFFER A., 1958. L'età delle mineralizzazioni uranifera nelle Alpi occidentali. *Stud.Ric.Div.Geominer.* I, 15 p.
- FEYS R., 1963. Etude géologique du Carbonifère briançonnais (Hautes-Alpes). *Mém.BRGM* 6, 387 p.
- FIORA L., 1974. Observations pétrographiques sur quelques calcschistes des Alpes occidentales. *Bull.Soc.géol.Fr.* (7) 16, 245.
- FIORENTINI-POTENZA M. et MORELLI G., 1968. Le paragenesi delle metamorfite a fengite 3T e muscovite 2M₁ in Val Chiusella - zona Sesia-Lanzo (Alpi Piemontesi). *Atti Soc.Ital.Sc.Nat.Mus.Civ.Stor.Nat.Milano* 107, 5-36.
- FOSTER M.D., 1960. Interpretation of the composition of trioctahedral micas. *Geol.Surv.Prof.Pap.* 354-B, 47 p.
- 1962. Interpretation of the composition and a classification of the chlorites. *Geol.Surv.Prof.Pap.* 414-A, 33 p.
- FRANCHI S., 1895. Notizie sopra alcune metamorfosi di euphotidi e diabasi nelle Alpi Occidentali. *Boll.R.Comit.Geol.Ital.* 26, 181-204.
- 1896. Prasinita ed anfiboliti sodiche provenienti dalla metamorfosi di rocce diabasiche presso Pegli, nelle isole Giglio e Gorgona ed al Capo Argentario. *Boll.Soc.Geol.Ital.* 15, 169-181.
- 1897a. Appunti geologici e petrografici sui monti di Bussoleno nel versante destro della Dora Riparia. *Boll.R.Comit.Geol.Ital.* 28, 3-46.
- 1897b. Sopra alcuni nuovi giacimenti di rocce a lawsonite. *Boll. Soc.Geol.Ital.* 16, 73-76.
- 1898. Sull'età mesozoica della zona delle pietre verdi nelle Alpi Occidentali. *Boll.R.Comit.Geol.Ital.* 29, 173-247 et 325-482.
- 1899. Nuove località con fossili mesozoici nella zona delle pietre verdi preso il Colle del Piccolo San Bernardo (Valle d'Aosta). *Boll. R.Comit.Geol.Ital.* 30, 303-324.
- 1900. Sopra alcuni giacimenti di rocce giadeitiche nelle Alpi occidentali e nell'Appennino ligure. *Boll.R.Comit.Geol.Ital.* (IV) 1, 119-158.
- 1901. Sulla dispersione nei pirosseni cloromelanitici di alcune rocce cristalline delle Alpi occidentali. *Boll.R.Comit.Geol.Ital.* 32, 313-318.
- 1902a. Contribuzione allo studio delle rocce a glaucofane e del metamorfismo onde ebbero origine nella regione ligure-alpina occidentale. *Boll.R.Comit.Geol.Ital.* 33, 255-318.
- 1902b. Ueber Feldspath-Uralitisierung der Natron-Thonerde-Pyroxene aus den eklogitischen Glimmerschiefern der Gebirge von Biella (Graische Alpen). *N.Jb.Mineral.Geol.Paläont.* 2, 112-126.
- 1903. Sul rinvenimento di nuovi giacimenti di rocce giadeitiche nelle Alpi occidentali e nell'Appennino ligure. *Boll.Soc.Geol.Ital.* 22, 130-134.
- 1909. I terreni secondari a "facies piemontese" ed i calcari cristallini a crinoidi intercalati nei calcescisti presso Villeneuve, in Valle d'Aosta. *Boll.R.Comit.Geol.Ital.* 40, 526-551.
- FRANCHI S. et NOVARESE V., 1895. Appunti geologici e petrografici sui dintorni di Pinerolo. *Boll.R.Comit.Geol.Ital.* 26, 385-429.

- FRANCHI S. et DI STEFANO G., 1896. Sull'età di alcuni calcari e calcescisti fossiliferi delle valli Grana e Maira nelle Alpi Cozie. *Boll.R.Comit. Geol.Ital.* 27, 171-180.
- FRENCH B.M., 1973. Mineral assemblages in diagenetic and low-grade metamorphic iron-formation. *Econ.Geol.* 68, 1063-1074.
- FREY M., 1969. Die Metamorphose des Keupers vom Tafeljura bis zum Lukmanier-Gebiet. *Beitr.Geol.Karte Schw.* 137, 161 p.
- 1970. The step from diagenesis to metamorphism in pelitic rocks during alpine orogenesis. *Sedimentology* 15, 261-279.
- 1974. Alpine metamorphism of pelitic and marly rocks of the Central Alps. *Schweiz.min.petr.Mitt.* 54, 489-506.
- FREY M. et NIGGLI E., 1971. Illit-Kristallinität, Mineralfazien und Inkohlungsgrad. *Schweiz.min.petr.Mitt.* 51, 229-234.
- FREY M. et NIGGLI E., 1972. Margarite, an important rock-forming mineral in regionally metamorphosed low-grade rocks. *Naturwiss.* 59, 214.
- FREY M., HUNZIKER J.C., ROGGWILLER P. et SCHINDLER C., 1973. Progressive niedriggradige Metamorphose glaukonitführender Horizonte in den helvetischen Alpen der Ostschweiz. *Contr.Mineral.Petrol.* 39, 185-218.
- FREY M., HUNZIKER J.C., FRANK W., BOCQUET J., DAL PIAZ G.V., JÄGER E. et NIGGLI E., 1974. Alpine metamorphism of the Alps. A review. *Schweiz.min.petr.Mitt.* 54, 247-290.
- FRIEDRICHSEN H., MÜLLER G. et STAHL W., 1973. Sauerstoff-Isotopenuntersuchungen an Mineralen eines metamorphen Profils des Hohen Tauern, Österreich. *Contr.Mineral.Petrol.* 40, 159-168.
- FRY N. et FYFE W.S., 1969. Eclogites and water pressure. *Contr.Mineral.Petrol.* 24, 1-6.
- FRY N. et FYFE W.S., 1971. On the significance of the eclogite facies in Alpine metamorphism. *Verh.Geol.B.-A.*, 257-265.
- FYFE W.S., 1960. Hydrothermal synthesis and determination of equilibrium between minerals in the subliquidus region. *J.Geol.* 68, 553-566.
- GANGULY J., 1969. Chloritoid stability and related parageneses: theory, experiments and applications. *Am.J.Sci.* 267, 910-944.
- GARLICK G.D. et EPSTEIN S., 1967. Oxygen isotope ratios in coexisting minerals of regionally metamorphosed rocks. *Geochim.Cosmochim.Acta* 31, 181-214.
- GAY M., 1963. Présence de discontinuités dans la série siliceuse du massif d'Ambin (Alpes franco-italiennes). *C.R.Acad.Sc.Paris* 256, 4936-4938.
- 1964. Les leptynites alcalines du massif d'Ambin (Alpes franco-italiennes). *C.R.somm.Soc.géol.Fr.*, 170-172.
- 1966a. Brèches et "pillow-lavas" métamorphiques dans les schistes lustrés du Haut-Val de Suse (Italie). *C.R.somm.Soc.géol.Fr.*, 285-286.
- 1966b. Etude d'un stilpnomélane des Alpes franco-italiennes. *Bull.Soc.fr.Minéral.Cristallogr.* 99, 344-347.
- 1970. Le massif d'Ambin et son cadre de Schistes lustrés (Alpes franco-italiennes). Evolution paléogéographique anté-alpine. *Bull.BRGM* (I) 3, 5-81.
- 1972. Le massif d'Ambin et son cadre de Schistes lustrés (Alpes franco-italiennes). Evolution métamorphique. Evolution structurale. *Arch.Sc.Genève* 25, 5-100 et 165-214.
- GAY M. et VIALETTE Y., 1974. Le socle du massif d'Ambin (Alpes franco-italiennes). *Bull.Soc.géol.Fr.* (7) 16, 245-246.
- GHENT E.D. et COLEMAN R.G., 1973. Eclogites from Southwestern Oregon. *Geol.Soc.Amer.Bull.* 84, 2471-2488.

- GIDON M., 1962. La zone briançonnaise en Haute Ubaye (Basses-Alpes) et son prolongement vers le Sud-Est. *Mém.Carte géol.Fr.*, 271 p.
- GIESE P., GÜNTHER K. et REUTER K.J., 1970. Vergleichende geologische und geophysikalische Betrachtungen der Westalpen und des Nordapennins. *Z.deutsch.geol.Ges.*, 120, 151-195.
- GIESE P., MORELLI C. et STEINMETZ L., 1973. Main features of crustal structure in western and southern Europe based on data of explosion seismology. In: S. Morelli (Edit.), The structure of the earth's crust, based on seismic data. *Tectonophysics* 20, 367-379.
- GIGNOUX M., 1923-24. Révision de la feuille Saint-Jean-de-Maurienne au 80 000e (massif de la Vanoise). *Bull.Carte géol.Fr.* 28, 13-18.
- 1929. Les problèmes géologiques de la région Vanoise-Mont Pourri. *Trav.Lab.Géol.Grenoble* 15, 98-142.
- GIGOT P., GRANDJAQUET Cl. et HACCARD D., 1974. Evolution tectono-sédimentaire de la bordure septentrionale du bassin tertiaire de Digne depuis l'Eocène. *Bull.Soc.géol.Fr.* (7) 16, 128-139.
- GILBERT M.G., 1967. X-Ray properties of jadeite-acmite pyroxenes. *Carnegie Inst.Ann.Rept.* 374-376.
- GLASSLEY W., 1974. A model for phase equilibria in the prehnite-pumpellyite facies. *Contr.Mineral.Petrol.* 43, 317-332.
- GOFFE B., GOFFE-URBANO G. et SALIOT P., 1973. Sur la présence d'une variété magnésienne de ferrocarpholite en Vanoise (Alpes françaises). Sa signification probable dans le métamorphisme alpin. *C.R.Acad.Sc.Paris* 277 (D), 1965-1968.
- GOLDSMITH J.R. et NEWTON R.C., 1969. P-T-X relations in the system $\text{CaCO}_3\text{-MgCO}_3$ at high temperatures and pressures. *Am.J.Sci.* 267A, 160-190.
- GOOSSENS P.J., 1970. Le comportement des grenats dans les séries métamorphiques de Zermatt (Suisse). *Schweiz.min.petr.Mitt.* 50, 291-320.
- GOUT R. et KRA KOUADLO L., 1973. Effets du broyage sur des mélanges hydrargillite-goëthite. Conditions de formation du diasprore. *C.R.Acad.Sc.Paris* 276 (D), 869-872.
- GOWER J.A., 1957. X-Ray measurement of the iron-magnesium ratio in biotites. *Am.J.Sci.* 255, 142-156.
- de GRACIANSKY P.Ch., LEMOINE M. et SALIOT P., 1971. Remarques sur la présence de minéraux et de paragenèses du métamorphisme alpin dans les galets des conglomérats oligocènes du synclinal de Barrême (Alpes de Haute-Provence). *C.R.Acad.Sc.Paris* 272, 3243-3245.
- GRAESER S. et NIGGLI E., 1967. Zur Verbreitung der Phengite in den Schweizer Alpen; ein Beitrag zur Zoneographie der alpinen Metamorphose. In: *Etages tecton., coll.Neuchâtel*, La Baconnière, 89-104.
- GRAF D.L., 1961. Crystallographic tables for the rhombohedral carbonates. *Amer.Min.* 46, 1283-1316.
- GRATIER J.P., LEJEUNE B. et VERGNE J.L., 1973. Etude des déformations de la couverture et des bordures sédimentaires des massifs cristallins externes de Belledonne, des Grandes Rousses et du Pelvoux (depuis les Aravis jusqu'à la région de Remollon). Thèse 3e cycle Grenoble, 289 p.
- GREBER Ch., 1952. Flore et stratigraphie du Carbonifère de la rive gauche de la Guisane (H.-A.). *Bull.Soc.géol.Fr.* (6) 2, 207-213.
- GREEN D.H. et RINGWOOD A.E., 1967. An experimental investigation of the gabbro to eclogite transformation and its petrological applications. *Geochim.Cosmochim.Acta* 31, 767-833.
- GRILL E., 1922. Riebeckite del Vallone delle Miniere (Valle della Germanasca). *Atti R.Accad.Lincei.. cl.Sci.fis.mat.nat.* (5) 31, 137-142.

- GROS Y., 1974. Etude pétrologique et structurale du Beaufortin (N de Belle-donne). Thèse 3e cycle Grenoble, 124 p.
- GRUBB P.L.C., 1971. Silicates and their paragenesis in the Brockman Iron Formation of Wittenoom Gorge, Western Australia. *Econ.Geol.* 66, 281-292.
- GUIDOTTI C.V., 1973. Compositional variation of muscovite as a function of metamorphic grade and assemblage in metapelites from N.W. Maine. *Contr.Mineral.Petrol.* 42, 33-42.
- GUIDOTTI C.V. et CRAWFORD K.E., 1967. Determination of Na/Na+K in muscovite by X-Ray diffraction and its use in the study of pelitic schists in northwest Maine. *Geol.Soc.Amer.Bull.Spec.Pap.* 155, 86.
- GUIARD G. et SALIOT P., 1970. Rôle des constituants fluides sur la stabilité et la nature des associations à lawsonite et à pumpellyite de certaines roches basiques et intermédiaires des Alpes de Savoie. *C.R.Acad.Sc.Paris* 271, 8-11.
- GUIARD G. et SALIOT P., 1971. Sur les paragenèses à lawsonite et à pumpellyite des Alpes de Savoie. *Bull.Soc.fr.Minéral.Cristallogr.* 94, 507-523.
- HAAS H., 1972. Diaspore-corundum equilibrium determined by epitaxis of diaspore on corundum. *Am.Min.* 57, 1375-1385.
- HAAS H. et HOLDAWAY M.J., 1973. Equilibria in the system $Al_2O_3-SiO_2-H_2O$ involving the stability limits of pyrophyllite, and thermodynamic data of pyrophyllite. *Am.J.Sci.* 273, 449-464.
- HÄBERLE H., 1969. Die Stilpnomelan-Mineralien und ihr Vorkommen in Österreich. *Tschermaks Miner.Petr.Mitt.* 13, 85-110.
- HALFERDAHL L.B., 1961. Chloritoid: its composition, X-Ray and optical properties, stability and occurrence. *J.Petr.* 2, 49-135.
- HARDER H., 1956. Untersuchungen an Paragoniten und an natriumhaltigen Muskoviten. *Beitr.Mineral.Petr.* 5, 227-271.
- HASHIMOTO M., 1972. Reactions producing actinolite in basic metamorphic rocks. *Lithos* 5, 19-31.
- HAYAMA Y., 1959. Some consideration on color of biotite and its relation to metamorphism. *J.Geol.Soc.Jap.* 65, 21-30.
- HAYS J.F. et BELL P.M., 1973. Albite-jadeite-quartz equilibrium: a hydrostatic determination. *Carnegie Inst.Ann.Rept.* 706-708.
- HEINRICH E.W.M., 1946. Studies in the mica group, the biotite-phlogopite series. *Am.J.Sci.* 244, 836-848.
- HEMLEY J.J. et JONES W.R., 1964. Chemical aspects of hydrothermal alteration with emphasis on hydrogen metasomatism. *Econ.Geol.* 59, 538-569.
- HERMANN F., 1925. Sur le faisceau de plis en retour de Valsavarenche et les prolongements de l'éventail de Bagnes dans les Alpes franco-italiennes. *C.R.Acad.Sc.Paris* 180, 1515-1517.
- 1928. La nappe de la Dent Blanche et les nappes des schistes lustrés en Maurienne et Tarentaise. *Eclogae geol.Helv.* 21, 70
 - 1930. Sulla tectonica valdostana. *Mem.Ist.Geol.Univ.Padova* 7, 1-18.
 - 1938. Carta geologica delle Alpi nord-occidentali, 1:200 000. Note illustrative e carta strutturale alla scala 1:750 000. Milano.
- HEY M.H., 1954. A new review of the chlorites. *Min.Mag.* 30, 277-292.
- HICKEL D., 1972. Cristallochimie des phengites dans les quartzites micacées métamorphiques du Permo-Trias des Alpes piémontaises. Thèse 3e cycle. Strasbourg.
- HINRICHSSEN T. et SCHÜRMANN K., 1968. Synthese und Bildungsbedingungen des Pumpellyits. *Naturwiss.* 55, 131-132.

- HINRICHSSEN T. et SCHÜRMANN K., 1969a. Reaktionen zur Festlegung des Stabilitätsfeld von Pumpellyit. *Naturwiss.* 56, 326.
- HINRICHSSEN T. et SCHÜRMANN K., 1969b. Untersuchungen zur Stabilität von Pumpellyit. *N.Jb.Mineral.Mh.*, 441-445.
- HINRICHSSEN T. et SCHÜRMANN K., 1972. Mineral reactions in burial metamorphism. *N.Jb.Mineral.Mh.*, 35-48.
- HIRSCHBERG A. et WINKLER H.G.F., 1968. Stabilitätsbeziehungen zwischen Chlorit, Cordierit und Almandin bei der Metamorphose. *Contr.Mineral.Petrol.* 18, 17-42.
- HÖRMANN P.K. et RAITH M., 1971. Optische Daten, Gitterkonstante, Dichte und magnetische Suszeptibilität von Al-Fe(III)-Epidoten. *N.Jb.Mineral.Abh.* 116, 41-60.
- HÖRMANN P.K. et RAITH M., 1973. Bildungsbedingungen von Al-Fe(III)-Epidoten. *Contr.Mineral.Petrol.* 38, 307-320.
- HOERNES S. et FRIEDRICHSSEN H., 1974. Oxygen isotope studies on metamorphic rocks of the Western Hohe Tauern area (Austria). *Schweiz.min.petr.Mitt.* 54, 769-788.
- HOFFMANN C., 1970. Die Glaukophangesteine, ihre stofflichen Äquivalente und Umwandlungsprodukte in Nordcalabrien (Süditalien). *Contr.Mineral.Petrol.* 27, 283-320.
- HOFFMANN C., 1972. Natural and synthetic ferroglaucophane. *Contr.Mineral.Petrol.* 34, 135-149.
- HOLDAWAY M.J., 1971. Stability of andalusite and the aluminum silicate phase diagram. *Am.J.Sci.* 271, 97-131.
- 1972. Thermal stability of Al-Fe epidote as a function of fO_2 and Fe content. *Contr.Mineral.Petrol.* 37, 307-340.
- HOSCHKE G., 1967. Untersuchungen zum Stabilitätsbereich von Chloritoid und Staurolith. *Contr.Mineral.Petrol.* 14, 123-162.
- 1971. Stabilitätsbeziehungen von Biotit. *Fortschr.Mineral.* 49, 22.
 - 1973. Zur Stabilität metamorpher Biotit-Paragenesen. *Tschermaks Min.Petr.Mitt.* 20, 48-58.
- HSÜ K.J. et SCHLANGER S.O., 1971. Ultrahelvetische flysch sedimentation and deformation related to plate tectonics. *Geol.Soc.Amer.Bull.* 82, 1207-1218.
- HSU L.C., 1968. Selected phase relationships in the system Al-Mn-Fe-Si-O-H: a model for garnet equilibria. *J.Petrol.* 9, 40-83.
- HUNZIKER J.C., 1969. Rb-Sr-Altersbestimmung aus den Walliser Alpen. Helleglimmer- und Gesamtgesteinsalterswerte. *Eclogae geol.Helv.* 62, 527-542.
- 1970. Polymetamorphism in the Monte Rosa, Western Alps. *Eclogae geol.Helv.* 63, 151-161.
 - 1974a. Geocronologia delli eventi prealpini nelle Alpi. *Coll.sull'Orogenesi ercinica nelle Alpi, Bergamo*, 14-16 marzo, 2, 1-4.
 - 1974b. Rb-Sr and K-Ar age determination and the Alpine tectonic history of the Western Alps. *Mem.Ist.Geol.Min.Univ.Padova* 31, 55 p.
- HUTTENLOCHER H.F., 1934. Die Erzlagerstättenzonen der Westalpen. *Schweiz.min.petr.Mitt.* 14, 22-149.
- HUTTON C.O., 1945. Additional optical and chemical data on the stilpnomelane group of minerals. *Am.Min.* 30, 714-718.
- 1956. Further data on stilpnomelane mineral group. *Amer.Min.* 41, 608-615.
- IISHI K. et SAITO M., 1973. Synthesis of antigorite. *Amer.Min.* 58, 915-919.

- ISLER A. et ZINGG A., 1974. Geologie der Sesia-Zone zwischen Rimella und der Valle Anzasca (Norditalien). *Schweiz.min.petr.Mitt.* 54, 81-96.
- IWASAKI M., 1963. Metamorphic rocks of the Kôtu-Bizan area, Eastern Shikoku. *J.Fac.Sci.Tokyo Univ.* 15, 1-90.
- JACKSON P.J., 1957. The determination of ferrous iron in p.F. ash and slags from pulverized fuel-fired boilers. *J.Appl.Chem.* 7, 605-610.
- JÄGER E., 1973. Die alpine Orogenese im Lichte der radiometrischen Altersbestimmung. *Eclogae geol.Helv.* 66, 11-21.
- JAKOB J., 1928. XV. Beitrag zur chemischen Konstitution der Glimmer. IV. Mitteilung : Die Phlogopite. I. Teil. *Zeitschr.Krist.* 69, 217-225.
- JASMUND K. et SCHÄFER R., 1972. Experimentelle Bestimmung der P-T-Stabilitätsbereiche in der Mischkristallreihe Tremolit-Tschermakit. *Contr.Mineral.Petrol.* 34, 101-115.
- JOHANNES W., 1967. Zur Bildung und Stabilität von Forsterit, Talk, Serpentin, Quarz und Magnesit im System $MgO-SiO_2-H_2O-CO_2$. *Contr.Mineral.Petrol.* 15, 233-250.
- 1969. An experimental investigation of the system $MgO-SiO_2-H_2O-CO_2$. *Am.J.Sci.* 267, 1083-1104.
- JOHANNES W. et PUHAN D., 1971. The calcite-aragonite transition, reinvestigated. *Contr.Mineral.Petrol.* 31, 28-38.
- JOHANNES W., BELL P.M., MAO H.K., BOETTCHER A.L., CHIPMAN D.W., HAYS J.F., NEWTON R.C. et SEIFERT F., 1971. An interlaboratory comparison of piston-cylinder pressure calibration using the albite-breakdown reaction. *Contr.Mineral.Petrol.* 32, 24-38.
- JOHANNES W. et ORVILLE P.M., 1972. Zur Stabilität der Mineralparagenesen Muskovit + Calcit + Quarz, Zoisit + Muskovit + Quarz, Anorthit + K-Feldspar und Anorthit + Calcit. *Fortschr.Mineral.* 50, Bb. 1, 46-47.
- JUNG J., 1958. Précis de pétrographie. Masson & Cie, Paris, 314 p.
- KASTNER M., 1971. Authigenic feldspars in carbonate rocks. *Am.Min.* 56, 1403-1442.
- KERCKHOVE C., 1961. Découverte d'ophiolites des Schistes lustrés à la base de la nappe du Flysch à Helminthoïdes en Haute-Ubaye (Basses-Alpes). *C.R.Acad.Sc.Paris* 253, 2389-2391.
- 1969. La "Zone du Flysch" dans les nappes de l'Embrunais-Ubaye (Alpes occidentales). *Géol.Alpine* 45, 5-204.
- KERRICK D.M., 1972. Experimental determination of muscovite + quartz stability with $PH_2O < P_{total}$. *Am.J.Sci.* 272, 946-958.
- KIENAST J.R., 1964. Signification d'une paragenèse à hastingsite dans le métamorphisme alpin. *C.R.somm.Soc.géol.Fr.*, 393-394.
- KIENAST J.R. et VELDE B., 1970. Le métamorphisme alpin dans les Alpes franco-italiennes : mise en évidence d'un gradient de température et de pression. *C.R.Acad.Sc.Paris* 271, 637-640.
- KIENAST J.R. et TRIBOULET C., 1972. Le chloritoïde dans les paragenèses à glaucophane, albite ou paragonite. *Bull.Soc.fr.Minéral.Cristallogr.* 95, 565-573.
- KILIAN W., 1905. Nouvelles observations sur les Alpes occidentales. *Bull.Soc.géol.Fr.* (4) 5, 531.
- 1906. Sur la "fenêtre" du Plan-de-Nette et sur la géologie de la Haute Tarentaise. *C.R.Acad.Sc.Paris* 143, 470-472.
- KILIAN W. et TERMIER P., 1895. Sur quelques roches éruptives des Alpes françaises. *Bull.Soc.géol.Fr.* (3) 23, 395-413.

- KISCH J.H., 1974. Anthracite and meta-anthracite coal ranks associated with "anchimetamorphism" and "very-low stage" metamorphism. *Kon.Ned.Akad.Wetensch.(B)* 77, 81-118.
- KOEHN P.R., 1969. Etude pétrographique des roches du Mont Cruzeau (province de Turin, Italie). Diplôme Univ. Genève, 56 p.
- KOEHN P. et VUAGNAT M., 1970. Sur la présence du faciès "schistes à glaucophane" dans les roches du Mont-Cruzeau (Province de Turin, Italie). *C.R.Soc.Phys.Hist.nat.Genève* 5, 59-64.
- KOTOV N.V., MILKEVICH R.I. et TURCHENKO S.I., 1969. Paleothermometry of muscovite-bearing metamorphic rocks based on X-Ray and chemical analysis of muscovite. *Dokl.Akad.Nauk SSSR* 184, 147-149.
- KRETZ R., 1966. Interpretation of the shape of mineral grains in metamorphic rocks. *J.Petrol.* 7, 68-94.
- KRUMMENACHER D. et EVERNDEN J.F., 1960. Déterminations d'âge isotopique faites sur quelques roches des Alpes par la méthode Potassium-Argon. *Schweiz.min.petr.Mitt.* 40, 267-277.
- KUBLER B., 1967. La cristallinité de l'illite et les zones tout à fait supérieures du métamorphisme. In *Etages tectoniques, Coll.Neuchâtel*, La Baconnière, 105-122.
- 1968. Evaluation quantitative du métamorphisme par la cristallinité de l'illite. Etat des progrès réalisés ces dernières années. *Bull.Centre Rech.Pau-SNPA* 2, 385-397.
- 1969. Cristallinity of illite. Detection of metamorphism in some frontal parts of the Alps. *D.M.G.Tagung Bern, Ref.Vortr.*, 29-30.
- KUBLER B., MARTINI J. et VUAGNAT M., 1974. Very-low grade metamorphism in the Western Alps. *Schweiz.min.petr.Mitt.* 54, 461-468.
- KUNITZ W., 1930. Die Isomorphieverhältnisse in der Hornblendegruppe. *N.Jb.Min.GeoL.Paläont.Abh.* 60, 171-260.
- KUNO H., 1968. Differentiation of basalt magmas. In *Basalts*, H.H.Hess et A. Poldervaart, Edit., 2, 623-688.
- KUSHIRO I., 1969. Clinopyroxene solid solutions formed by reactions between diopside and plagioclase at high pressures. *Miner.Soc.Amer.Spec.Pap.* 2, 179-191.
- LACROIX A., 1962. Minéralogie de la France. Paris, Blanchard.
- LADURON D., 1974. L'antiforme de Vanzone : étude pétrologique et structurale dans la Valle Anzasca (Province de Novarra, Italie). Thèse, Louvain, 221 p. + fig., pl. tabl.
- LADURON D. et MARTIN H., 1969. Coexistence de paragonite, muscovite et phengite dans un micaschiste à grenat de la zone du Mont Rose. *Ann.Soc.géol.Belgique* 92, 159-172.
- LAPHAM D.M., 1957. Epidote from Hawleyville, Connecticut. *Am.Mineral.* 42, 62-72.
- de LA ROCHE H., 1968. Comportement géochimique différentiel de Na, K et Al dans les formations volcaniques et sédimentaires : un guide pour l'étude des formations métamorphiques et plutoniques. *C.R.Acad.Sc.Paris* 267, 39-42.
- de LA ROCHE H. et LETERRIER J., 1973. Transposition du tétraèdre minéralogique de Yoder et Tilley dans un diagramme chimique de classification des roches basaltiques. *C.R.Acad.Sc.Paris* 276 (D), 3115-3118.
- LATREILLE G., 1969. La sédimentation détritico au Tertiaire dans le Bas-Dauphiné et les régions limitrophes. Thèse Lyon, 254 p.

- LATTARD D., 1974. Les roches du faciès schiste vert dans la zone de Sesia-Lanzo (Alpes italiennes). Thèse 3e cycle, Paris, 76 p.
- LAUBSCHER H.P., 1970. Bewegung und Wärme in der alpinen Orogenese. *Schweiz. min.petr.Mitt.* 50, 565-596.
- 1974. Evoluzione e struttura delle Alpi. *Le Scienze* 72, 48-59.
- LAURENT R. et CHESSEX R., 1968. Considérations sur le Paléozoïque dans les Alpes occidentales. *Eclogae geol.Helv.* 61, 1-18.
- LEAKE B.E., 1964. The chemical distinction between ortho- and para-amphibolites. *J.Petrol.* 5, 238-254.
- 1968. A catalog of analyzed calciferous and subcalciferous amphiboles together with their nomenclature and associated minerals. *Geol.Soc. Amer.Spec.Pap.* 98, 210 p.
- LEFEVRE R., 1965. Etude géologique de la terminaison méridionale de la bande d'Acceglio-Longet (Alpes cottiennes, Italie). Thèse 3e cycle, Paris.
- 1974a. Microanalyse par émission ionique secondaire d'un pyroxène jadéitique d'âge alpin de la Bande d'Acceglio (Alpes cottiennes italiennes). *Bull.Soc.géol.Fr.* (7) 16, 248-254.
- 1974b. Un ensemble allochtone ultrabriançonnais disjoint : les nappes à faciès Acceglio. *C.R.Acad.Sc.Paris* 278 (B), 1935-1938.
- LEFEVRE R. et MICHARD M., 1965. La jadéite dans le métamorphisme alpin, à propos des gisements de type nouveau, de la bande d'Acceglio (Alpes cottiennes, italiennes). *Bull.Soc.fr.Minéral.Cristallogr.* 88, 664-677.
- LEFORT P., 1973. Géologie du Haut-Dauphiné cristallin (Alpes françaises). Etude pétrologique et structurale de la partie occidentale. *Sc.Terre Mém.* 25, 373 pp.
- LEMOINE M., 1951. Données nouvelles sur la géologie du Briançonnais oriental et sur le problème de la 4e écaille. *Bull.Soc.géol.Fr.* (6) 1, 191-204.
- 1957. Calcschistes piémontais et terrains à faciès briançonnais dans la haute vallée de l'Ubaye (Basses-Alpes). *C.R.Soc.géol.Fr.*, 41.
- 1960a. Sur les caractères stratigraphiques et l'ordre de succession des unités tectoniques à la marge interne de la zone briançonnaise. *C.R.somm.Soc.géol.Fr.*, 97-99.
- 1960b. Esquisse d'une représentation de la paléogéographie de la marge interne de la zone briançonnaise au Jurassique et au Crétacé (transversale de Briançon et du Queyras). *C.R.somm.Soc.géol.Fr.*, 102-104.
- 1960c. Découverte d'une microfaune du Crétacé supérieur au Col du Longet (sources de l'Ubaye, Basses-Alpes) ; conséquences tectoniques et paléogéographiques. *C.R.somm.Soc.géol.Fr.*, 234-236.
- 1964. Le problème des relations des Schistes lustrés piémontais avec la zone briançonnaise dans les Alpes cottiennes. *Geol.Rdsch.* 53, 113-132.
- 1971. Données nouvelles sur la série du Gondran près Briançon (Alpes cottiennes). Réflexions sur les problèmes stratigraphiques et paléogéographiques de la zone piémontaise. *Géol.Alpine* 47, 181-201.
- LEMOINE M., STEEN D. et VUAGNAT M., 1970. Sur le problème stratigraphique des ophiolites piémontaises et des roches sédimentaires associées : observations dans le massif de Chabrière en Haute-Ubaye (Basses-Alpes, France). *C.R.Soc.Phys.Hist.nat.Genève* 5, 44-59.
- LEUTWEIN F., POTY B., SONET J. et ZIMMERMANN J.L., 1970. Age des cavités à cristaux du granite du Mont Blanc. *C.R.Acad.Sc.Paris* 271, 156-158.

- LIBORIO G., MOTTANA A., PASQUARE G. et ROSSI P.M., 1970. Paragonite come componente essenziale dei calcescisti nel gruppo di Voltri. *Rend.Soc. Ital.Mineral.Petrol.* 26, 669-685.
- LIBORIO G., MOTTANA A. et PASQUARE G., 1971. Distribution of paragonite in the Mesozoic Calcschists of the Alps. *Nature Phys.Sci.* 231 n° 19, 39-40.
- LIBORIO G. et MOTTANA A., 1973. I carbonati dei Calcescisti in relazione alla distribuzione delle temperature metamorfiche alpine. *Rend.Soc.Ital. Miner.Petrol.* 39, 43-80.
- LIU J.G., 1971a. P-T stabilities of laumontite, wairakite, lawsonite, and related minerals in the system $\text{CaAl}_2\text{Si}_2\text{O}_8\text{-SiO}_2\text{-H}_2\text{O}$. *J.Petrol.* 12, 379-411.
- 1971b. Synthesis and stability relations of prehnite, $\text{Ca}_2\text{Al}_2\text{Si}_3\text{O}_{10}(\text{OH})_2$. *Am.Min.* 56, 507-531.
- 1971c. Stilbite-laumontite equilibrium. *Contr.Mineral.Petrol.* 31, 171-177.
- 1973. Synthesis and stability relations of epidote, $\text{Ca}_2\text{Al}_2\text{FeSi}_3\text{O}_{12}(\text{OH})$. *J.Petrol.* 14, 381-413.
- LIU J.G., KUNIYOSHI S. et ITO K., 1974. Experimental studies of the phase relations between greenschist and amphibolite in a basaltic system. *Am.J.Sci.* 274, 613-632.
- LORENZONI S., 1963a. Sugli "scisti a glaucofane" del Gruppo montuoso d'Ambin (Alpi Cozie). *Ric.Sci.* 3, 799-806.
- 1963b. Metagrovacche, in facies epimetamorfica, a giadeite e gastal-dite, affioranti nel gruppo montuoso d'Ambin (Alpi Cozie). *Ric.Sci.* (II A) 3, 1059-1066.
- 1965. Studio geo-petrografico del versante italiano del Massiccio d'Ambin. *Mem.Ist.Geol.Min.Univ.Padova* 25, 88 p.
- 1968. Etude pétrographique du versant italien du massif d'Ambin (Alpes franco-italiennes). *Schweiz.min.petr.Mitt.* 48, 429-436.
- LORY Ch., 1866. Carte géologique de la Maurienne et de la Tarentaise (Savoie). *Bull.Soc.géol.Fr.* (2) 23, 480-497.
- 1881. Sur les schistes cristallins des Alpes occidentales et sur le rôle des failles dans la structure géologique de cette région. *Bull.Soc.géol.Fr.* (3) 9, 652-683.
- LOUBAT H., 1968. Etude pétrographique des ophiolites de la "zone du Versoyen", Savoie (France), Province d'Aoste (Italie). *Arch.Sc.Genève* 21, 265-457.
- MACKENZIE W.S., 1957. The crystalline modifications of $\text{NaAlSi}_3\text{O}_8$. *Am.J.Sci.* 255, 481-516.
- 1965. Some comments on the application of experimental results to the study of metamorphism. In *Controls of metamorphism*, W.S. Pitscher & G.W. Flinn, Edit., Oliver and Boyd, Edinburgh, London, 268-273.
- MAISONNEUVE J. et MERGOL J., 1967. Calcul du rapport des intensités diffractées par deux plans. Application à la détermination du taux de substitution Fe/Mg en site octaédrique dans les biotites. *Trav.Dept Géol. Miner.Clermont-Ferrand, sér.docum.* 13, 26 p.
- MAKANJUOLA A.A. et HOWIE R.A., 1972. The mineralogy of the glaucophane schists and associated rocks from Ile de Groix, Brittany, France. *Contr. Miner.Petrol.* 35, 83-118.
- MARESCHE W.V., 1973. New data on the synthesis and stability relations of glaucophane. *Earth Plan.Sc.Lett.* 20, 385-390.
- 1974. Neue Daten zur Stabilität und "Polymorphie" des synthetischen Glaukophans. *Fortschr.Mineral.* 51, Bb. 1, 30-31.

- MARTINI J., 1968. Etude pétrographique des grès de Taveyanne entre Arve et Giffre (Haute-Savoie, France). *Schweiz.min.petr.Mitt.* 48, 539-654.
- 1972. Le métamorphisme dans les chaînes alpines externes et ses implications tectoniques. *Schweiz.min.petr.Mitt.* 52, 257-275.
- MARTINI J. et VUAGNAT M., 1965. Présence du faciès à zéolite dans la formation des "grès de Taveyanne" (Alpes franco-suisse). *Schweiz.min.petr.Mitt.* 45, 281-293.
- MARTINI J. et VUAGNAT M., 1970. Metamorphose niedrigst temperierten Grades in den Westalpen. *Fortschr.Mineral.* 47, 52-64.
- MATTHES S., 1961a. Ergebnisse zur Granatsynthese und ihre Beziehungen zur natürlichen Granatbildung innerhalb der Pyralspit-Gruppe. *Geochim. Cosmochim. Acta* 23, 233-294.
- 1961b. Zerfalls- und Umwandlungsvorgänge an Pyralspitgranaten. *N.Jb. Mineral.* 96, 184-206.
- MICHARD A., 1959. Contribution à l'étude géologique de la zone d'Acceglio-Longet dans la haute Varaita (Alpes cottiennes, Italie). *Bull.Soc. géol.Fr.* (7) 1, 52-61.
- 1967. Etudes géologiques dans les zones internes des Alpes cottiennes. Ed. C.N.R.S. Paris, 447 p.
- MICHEL R., 1953. Les schistes cristallins des Massifs du Grand Paradis et de Sesia-Lanzo (Alpes franco-italiennes). *So.Terre Nancy* 1, 287 p.
- 1956. Premiers résultats de l'étude pétrographique des schistes cristallins du massif d'Ambin (Alpes franco-italiennes). *C.R.somm. Soc.géol.Fr.*, 121-123.
- 1957. Les faciès à glaucophane dans le massif d'Ambin (Alpes franco-italiennes). *C.R.somm.Soc.géol.Fr.*, 150-151.
- 1958. Etude pétrographique des schistes cristallins de la feuille de Moûtiers au 50 000e. *Bull.Carte géol.Fr.* 55, 17-30.
- MICHEL R. et LONGCHAMPT D., 1963. Le gisement volcanique permien du Guil (Hautes-Alpes). *88e Congr.Soc.Sav.Clermont-Ferrand*, 131-141.
- MINEAR J.W. et TOKSÖZ M.N., 1970. Thermal regime of a downgoing slab and new global tectonics. *J.Geophys.Res.* 75, 1397-1419.
- MISCH P., 1959. Sodic amphiboles and metamorphic facies in Mount Shutesan Belt, Northern Cascades, Washington. *Geol.Soc.Amer.Bull.* 70, 1736-1737.
- MIYASHIRO A., 1957. The chemistry, optics, and genesis of the alkali-amphiboles. *J.Fac.Sci.Univ.Tokyo* (II) 11, 51-83.
- 1968. Metamorphism of mafic rocks. In Basalts. H.H. Hess and Poldervaart, Edit. J. Wiley and Sons, New York, London, 799-834.
- MIYASHIRO A. et SEKI Y., 1958. Enlargement of the composition field of epidote and piemontite with rising temperature. *Am.J.Sci.* 256, 423-430.
- MIYASHIRO A. et SHIDO F., 1973. Progressive compositional change of garnet in metapelite. *Lithos* 6, 13-20.
- MOINE B. et de LA ROCHE H., 1968. Nouvelle approche du problème de l'origine des amphibolites à partir de leur composition chimique. *C.R.Acad.Sc. Paris* 267, 2084-2087.
- MORET L., 1929. Notice explicative d'une carte géologique de la Savoie et des régions limitrophes à l'échelle du 200 000e (avec une carte tectonique et une planche de coupes). *Trav.Lab.Géol.Grenoble* 15, 1-37.
- 1947. Sur quelques particularités de la série stratigraphique de la Vanoise septentrionale (Savoie) : rôle des décollements et des laminaiges. *C.R.Acad.Sc.Paris* 225, 885-887.
- MOTTANA A., 1971. Pyroxenes in the ophiolitic metamorphism of the Cottian Alps. *Mineral.Soc.Jap.Spec.Pap.* 1, 140-146.

- 1972. Eclogite occurrences in gneiss as indicators of a Caledonian high-pressure metamorphism in the Western Alps. *24th Intern.Geol. Congr.Montreal*, Sec.2, 35-41.
- MOTTANA A. et EDGAR A.D., 1969. The significance of amphibole compositions in the genesis of eclogites. *Lithos* 3, 37-49.
- MRAZEC L., 1898. Note sur une jadéite du Piémont. *Bul.Soc.Sc.Bucuresti* 7, 187-196.
- MYER G.H., 1965. X-Ray determinative curve for epidote. *Am.J.Sci.* 263, 78-86.
- 1966. New data on zoisite and epidote. *Am.J.Sci.* 264, 364-385.
- NATALE P., 1969. Recrystallization and remobilisation in some stratiform pyrite deposits of the Western Alps. *Meeting Remobil.ores and minerals,Cagliari*, 23 p.
- 1970. Sull'impiego dell'attacco di struttura nello studio mineralogico delle pirite. *Rend.Soc.Ital.Mineral.Petrol.* 26, 279-289.
- NELSON B.W. et ROY R., 1958. Synthesis of chlorites and their structural and chemical constitution. *Am.Min.* 43, 707-725.
- NEWTON R.C., 1969. Some high-pressure hydrothermal experiments on severely ground kyanite and sillimanite. *Am.J.Sci.* 267, 278-284.
- NEWTON R.C. et KENNEDY G.C., 1963. Some equilibrium reactions in the join $\text{CaAl}_2\text{Si}_2\text{O}_8\text{-H}_2\text{O}$. *J.Geophys.Res.* 68, 2967-2983.
- * NICOLAS A., 1966a. Etude pétrochimique des Roches vertes et de leurs minéraux entre Dora Maira et Grand Paradis (Alpes piémontaises). Thèse, Nantes, 299 p.
- 1966b. Interprétation des ophiolites piémontaises entre le Grand Paradis et la Dora Maira. *Schweiz.min.petr.Mitt.* 46, 25-41.
- 1967. Géologie des Alpes piémontaises entre Dora Maira et Grand Paradis. *Trav.Lab.Géol.Grenoble* 43, 139-167.
- 1974. Mise en place des péridotites de Lanzo (Alpes piémontaises). Relation avec tectonique et métamorphisme alpins. Conséquences géodynamiques. *Schweiz.min.petr.Mitt.* 54, 449-460.
- NICOLAS A. et JACKSON E.D., 1972. Répartition en deux provinces des péridotites des chaînes alpines longeant la Méditerranée. Implications géotectoniques. *Schweiz.min.petr.Mitt.* 52, 479-495.
- NIGGLI E., 1956. Stilpnomelan als gesteinsbildendes Mineral in den Schweizer Alpen. *Schweiz.min.petr.Mitt.* 36, 511-514.
- 1970. Alpine Metamorphose und alpine Gebirgsbildung. *Fortschr. Mineral.* 47, 16-26.
- NIGGLI E., BRÜCKNER W. et JÄGER E., 1956. Ueber Vorkommen von Stilpnomelan und Alkali-Amphibol als Neubildungen der alpidischen Metamorphose in nordhelvetischen Sedimenten am Ostende des Aarmassivs (östliche Zentralschweiz). *Eclogae geol.Helv.* 49, 467-480.
- NIGGLI E. et NIGGLI C.R., 1965. Karten der Verbreitung einiger Mineralien der alpidischen Metamorphose in den Schweizer Alpen. *Eclogae geol. Helv.* 58, 335-368.
- NIGGLI P., 1934. Die chemische Klassifikation der metamorphen Gesteine. *Schweiz.min.petr.Mitt.* 14, 464-472.
- NITSCH K.H., 1968. Die Stabilität von Lawsonit. *Naturwiss.* 8, 388-389.
- 1969. Experimentelle Bestimmung der oberen Stabilitätsgrenze von Stilpnomelan. *D.M.G.Tagung Bern, Ref.Vortr.*, 38.
- 1971a. Stabilitätsbeziehungen von Prehnit- und Pumpellyit-haltigen Paragenesen. *Contr.Mineral.Petrol.* 30, 240-260.
- 1971b. Die niedrig-Temperaturgrenze des Anorthit-Stabilitätsfeldes. *Fortschr.Mineral.* 49, 34-36.

- 1972. Das P-T-XCO₂-Stabilitätsfeld von Lawsonit. *Contr. Miner. Petrol.* 34, 116-134.
- 1974. Neue Erkenntnisse zur Stabilität von Lawsonit. *Fortschr. Miner.* 51, Bh. 1, 34-35.
- NOVARESE V., 1895a. Nomenclatura e sistematica delle rocce verdi nelle Alpi occidentali. *Boll. R. Comit. Geol. Ital.* 26, 164-181.
- 1895b. Sul rilevamento geologico eseguito nel 1894 in valle della Germanasca (Alpi Cozie). *Boll. R. Comit. Geol. Ital.* 26, 253-282.
- 1896. Rilevamento geologico del 1895 nella Val Pellice (Alpi Cozie). *Boll. R. Comit. Geol. Ital.* 27, 231-267.
- 1900. La Miniera del Beth e Ghinivert. *Rass. Miner.* 12, 97-99, 113-115, 131-133.
- 1903. Nuovi giacimenti piemontesi di giadeititi e rocce giadeitoidi. *Boll. Soc. Geol. Ital.* 22, 135-140.
- OKI Y., 1961. Biotites in metamorphic rocks. *Jap. J. Geol. Geogr.* 32, 497-506.
- ORVILLE P.M., 1969. A model for metamorphic differentiation origin of thin-layered amphibolites. *Am. J. Sci.* 267, 64-86.
- OULIANOFF N., 1953. Feldspaths néogènes dans les "schistes lustrés" du Val Ferret. *Bull. Lab. Géol. Minér. Géoph. Mus. Géol. Univ. Lausanne* 106, 8 p.
- 1955. Note concernant l'origine et le métamorphisme des "schistes de Casanna" (Massif du Métailler dans le Val de Nendaz, en Valais). *Bull. Soc. vaudoise Sc. Nat.* 66, 77-91.
- OULIANOFF N. et TRUMPY R., 1958. Notice explicative de la feuille Gd-St-Bernard (n° 1365) au 25 000e. Kümmerly et Frey, Bern, 89 p.
- OXBURGH E.R., 1972. Flake tectonics and continental collision. *Nature* 239, 202-204.
- OXBURGH E.R. et TURCOTTE D.L., 1971. Origin of paired metamorphic belts and crustal dilation in island arc regions. *J. Geophys. Res.* 76, 1314-1327.
- PAGE N.J., 1968. Chemical differences among the serpentine "polymorphs". *Am. Min.* 53, 201-215.
- PAPIKE J.J., ROSS M. et CLARK J.R., 1969. Crystal-chemical characterization of clinoamphiboles based on five new structure refinements. *Miner. Soc. Amer. Spec. Pap.* 2, 117-136.
- PARONA C.F., 1892. Sugli scisti silicei a radiolarie di Cesana, presso il Monginevro. *Atti R. Accad. Sc. Torino* 28.
- PECHER A. et VIALON P., 1974. Métamorphismes, clivages schisteux, spilites et dérivés dans le cadre pétrostructural des massifs cristallins du Haut Dauphiné et de leur couverture. *Bull. Soc. géol. Fr.* (7) 16, 266-268.
- PENFIELD S.L., 1893. On some minerals from the manganese mines of St-Marcel, in Piedmont, Italy. *Am. J. Sci. Arts* (3) 46, 288-295.
- PETRUK W., 1964. Determination of the heavy atom content in chlorite by means of the X-Ray diffractometer. *Am. Min.* 49, 61-71.
- PIERROT R., PICOT P. et POULAIN P.A., 1972. Inventaire minéralogique de la France : Hautes-Alpes. Edit. BRGM Paris, 184 p.
- PIOLTI G., 1898. Sulla presenza della iadeite nella Valle di Susa. *Atti R. Accad. Sc. Torino* 34, 600-608.
- 1902a. I manufatti litici del riparo sotto roccia di Vayes (Val di Susa). *Atti R. Accad. Sc. Torino* 37, 476-491.
- 1902b. Pirosseniti, glaucofanite, eclogiti ed anfiboliti dei dintorni di Mocchie (Val di Susa). *Atti R. Accad. Sc. Torino* 37, 660-666.
- PITMAN W.C. III et TALWANI M., 1972. Sea-floor spreading in the North Atlantic. *Geol. Soc. Amer. Bull.* 83, 619-646.

- POLINO R., 1974. Studio geologico dell'alta Val d'Isère e del bacino del Lago Serrù. Tesi di laurea, Torino.
- POPP R.K. et GILBERT M.C., 1972. Stability of acmite-jadeite pyroxenes at low pressure. *Am. Min.* 57, 1210-1231.
- PORADA H., 1966. Tektonik und Metamorphose der penninischen Zone zwischen Dora Maira- und Mercantour-Massiv (italienische Westalpen). *N. Jb. Geol. Paläont. Abh.* 124, 118-150.
- POTY B., 1969. La croissance des cristaux de quartz dans les filons sur l'exemple du filon de La Gardette (Bourg-d'Oisans) et des filons du massif du Mont-Blanc. *Sc. Terre Nancy Mém.* 17, 162 pp.
- POTY B., WEISBROD A. et STALDER H.A., 1973. Température et croissance des cristaux de quartz des fentes alpines dans les Alpes françaises et suisses. *Réun. ann. Sc. Terre Paris*, 343.
- PUSZTASZERI L., 1969. Etude pétrographique du massif du Chenaillet (Hautes-Alpes, France). *Schweiz. min. petr. Mitt.* 49, 425-466.
- RAGUIN E., 1925. Découverte d'une faune de Foraminifères, très probablement crétacée dans les calcaires hautement métamorphiques du Vallon du Pâquier, près de la Grande Motte (Savoie). *C. R. Acad. Sc. Paris* 181, 726-728.
- 1926-28. Révision de la feuille de Saint-Jean-de-Maurienne au 80 000e. *Bull. Serv. Carte géol. Fr.* 31, 15-17.
- 1930a. Haute-Tarentaise et haute-Maurienne (Alpes de Savoie). *Mém. explic. Carte géol. Fr.*, 107 p.
- 1930b. Notice explicative de la feuille de Tignes 1/50 000. 48 p.
- 1931. Notice explicative de la feuille de Lanslebourg au 50 000e. 47 p.
- von RAUMER J.F., 1969. Stilpnomelan als alpinmetamorphes Produkt im Mont-Blanc-Granit. *Contr. Miner. Petrol.* 21, 257-271.
- 1971. Das Mont-Blanc-Massiv-Altkristallin im Bereich schwacher alpiner Metamorphose. *Schweiz. min. petr. Mitt.* 51, 193-225.
- 1974. Zur Metamorphose amphibolitischer Gesteine im Altkristallin des Mont-Blanc- und Aiguilles-Rouges-Massivs. *Schweiz. min. petr. Mitt.* 54, 471-488.
- REINHARDT B., 1966. Geologie und Petrographie der Monte Rosa-Zone, der Sesia-Zone und des Canavese im Gebiet zwischen Valle d'Ossola und Valle Loana (Prov. di Novara, Italien). *Schweiz. min. petr. Mitt.* 46, 553-678.
- RICHARDSON S.W., GILBERT M.C. et BELL P.M., 1969. Experimental determination of kyanite-andalusite and andalusite-sillimanite equilibria; the aluminum silicate triple point. *Am. J. Sci.* 267, 259-272.
- RIMŠAITE J.H.Y., 1967. Studies of rock-forming micas. *Geol. Surv. Canada Bull.* 149, 82 p.
- RINGWOOD A.E. et GREEN D.J., 1966. An experimental investigation of the gabbro-eclogite transformation and some geophysical implications. *Tectonophysics* 3, 383-427.
- ROBERT J.L., 1973. Comportement expérimental du titane dans les micas tri-octaédriques. *Réun. ann. Sc. Terre Paris*, 362.
- ROBERT M., 1973. Sur une séquence d'évolution expérimentale des glauconites. *C. R. Acad. Sc. Paris* 277 (D), 989-991.
- Rock-Color Chart Committee, 1970. Rock-color chart. *Geol. Soc. Amer.*, Boulder, Colorado.

- ROSENBERG P.E., 1974. Pyrophyllite solid solutions in the system $\text{Al}_2\text{O}_3\text{-SiO}_2\text{-H}_2\text{O}$. *Am.Min.* 59, 254-260.
- ROUTHIER P., 1944. Essai sur la chronologie des "roches vertes" mésozoïques des Alpes occidentales. *Bull.Soc.géol.Fr.* (5) 14, 117-145.
- 1946. Un type particulier de gîte cuprifère associé à des roches vertes : le gîte de Saint-Véran (Hautes-Alpes). *Bull.Soc.fr.Minér.* 69, 99-150.
- RUTHERFORD M.J., 1973. The phase relations of aluminous iron biotites in the system $\text{KAlSi}_3\text{O}_8\text{-KAlSiO}_4\text{-Al}_2\text{O}_3\text{-Fe-O-H}$. *J.Petrol.* 14, 159-180.
- SABOURAND-ROSSET C. et TOURAY J.C., 1970. Sur les conditions de néoformation du quartz en terrains salifères, d'après l'étude d'inclusions fluides (exemples pris en Vanoise et dans les Corbières). *Schweiz.min.petr.Mitt.* 50, 91-97.
- SALIOT P., 1972. Des roches, des pressions et des températures. *Sci.Progr. Découv.* 3448, 28-34.
- 1973. Les principales zones de métamorphisme dans les Alpes françaises. Répartition et signification. *C.R.Acad.Sc.Paris* 276 (D), 3081-3084.
- SANERO E., 1932. Sopra alcune rocce del M. Musinè (Valle di Susa). *Period. Mineral.* 3, 87-123.
- 1935. Sopra due granati delle miniere di Cogne in Val d'Aosta. *Period.Mineral.* 6, 213-220.
- SARROT-REYNAULD J., 1961. Etude géologique du socle cristallin et de la couverture paléozoïque du Dôme de La Mure (Isère) et des régions annexes. Etude géologique de la couverture mésozoïque du Dôme de La Mure et des régions annexes. Thèses, Grenoble.
- SASSI F.P. et SCOLARI A., 1974. The b_0 value of the potassic white micas as a barometric indicator in low-grade metamorphism of pelitic schists. *Contr.Mineral.Petrol.* 45, 143-152.
- SASSI F.P., SCOLARI A., BOCQUET J. et DAL PIAZ G.V., 1974. L'utilité de la mesure de b_0 des micas blancs potassiques dans l'étude des ensembles métamorphiques. Application aux Alpes occidentales. *Bull.Soc.géol.Fr.* (7) 16, 247.
- SAWATZKI G., 1972. Etude pétrographique du flysch du synclinal de Thônes, Haute-Savoie, France. Note préliminaire. *C.R.Soc.Phys.Hist.Nat. Genève* 7, 58-66.
- SAWATZKI G. et VUAGNAT M., 1971. Sur la présence du faciès à zéolite dans les grès de Taveyenne du synclinal de Thônes (Haute-Savoie, France). *C.R.Soc.Phys.Hist.Nat.Genève* 6, 69-79.
- SCHAEER J.P., 1960. Géologie de la partie septentrionale de l'Eventail de Bagnes. *Arch.Sc.Genève*, 473-620.
- SCHALLER W.T. et STEVENS R.E., 1941. The validity of paragonite as a mineral species. *Am.Min.* 26, 541-545.
- SCHEIDEGGER K.F., 1973. Determination of structural state of calcic plagioclases by an X-Ray powder technique. *Am.Min.* 58, 134-136.
- SCHEURING B., AHRENDT H., HUNZIKER J.C. et ZINGG A., 1974. Palaeobotanical and geochronological evidence for the Alpine age of the metamorphism in the Sesia-Zone. *Geol.Rdsch.* 63, 305-326.
- SCHOEN R., 1962. Semi-quantitative analysis of chlorites by X-Ray diffraction. *Am.Min.* 47, 1384-1392.
- SCHREYER W. et SEIFERT F., 1970. Pressure dependence of crystal structures in the system $\text{MgO-Al}_2\text{O}_3\text{-SiO}_2\text{-H}_2\text{O}$ at pressures up to 30 kilobars. *Phys.Earth Planet.Inter.* 3, 422-430.

- SCHUILLING R.D. et VINK B.W., 1967. Stability relations of some titanium-minerals (spinel, perovskite, rutile, anatase). *Geochim.Cosmochim. Acta* 31, 2399-2411.
- SCHÜRMANN H.M.E., 1951-53-56. Beiträge zur Glaukophanfrage. *N.Jb.Mineral.Mh.* 49-68; 85, 303-394 ; 89, 41-85.
- SCHÜRMANN K., 1967. Hydrothermale experimentelle Untersuchungen an metamorphen monoklinen Hornblenden. Teil II. Zur Stabilität der aktinolithischen Hornblenden. *N.Jb.Mineral.Mh.*, 346-353.
- SCHWANDER H., HUNZIKER J.C. et STERN W., 1968. Zur Mineralchemie von Hellglimmer in den Tessiner Alpen. *Schweiz.min.petr.Mitt.* 48, 357-390.
- SEKI Y., 1959. Relation between chemical composition and lattice constants of epidote. *Am.Min.* 44, 720-770.
- SEYRIG N., 1972. Etude géologique des massifs Rocciavère-Orsiera (Alpes piémontaises, Sud du val de Susse). Thèse 3e cycle, Grenoble, 107 p.
- SHIROZU H., 1958. X-Ray powder patterns and cell dimensions of some chlorites in Japan, with a note on their interference colors. *Min.J.* 2, 209-223.
- SIDDANS A.W.B., 1974. The origin of slaty cleavage in a part of the French Alps. *Bull.Soc.géol.Fr.* (7) 16, 247.
- SMITH A.G., 1971. Alpine deformation and the oceanic areas of the Tethys, Mediterranean, and Atlantic. *Geol.Soc.Amer.Bull.* 82, 2039-2070.
- SMITH J.V. et YODER J.S., 1956. Experimental and theoretical studies of the mica polymorphs. *Min.Mag.* 31, 109-135.
- SMITH J.V. et GAY P., 1958. The powder pattern and lattice parameters of plagioclase feldspars. II. *Min.Mag.* 31, 744-762.
- SMULIKOWSKI K., 1961. Les écolites et leur genèse au cours du métamorphisme régional. *Acad.Polon.Sc., Centre Scient.Paris* 30, 28 p.
- 1968. Differentiation of eclogites and its possible causes. *Lithos* 1, 89-101.
- 1972. Classification of eclogites and allied rocks. *Krystalinikum* 9, 107-130.
- SPOONER E.T.C. et FYFE W.S., 1973. Sub-sea-floor metamorphism, heat and mass transfer. *Contr.Mineral.Petrol.* 42, 287-304.
- SPOONER E.T.C., BECKINSALE R.D., FYFE W.S. et SMEWING J.D., 1974. O^{18} enriched ophiolitic metabasic rocks from E. Liguria (Italy), Pindos (Greece), and Troodos (Cyprus). *Contr.Mineral.Petrol.* 47, 41-62.
- SPRY A., 1969. Metamorphic textures. Pergamon Press, Oxford. 350 p.
- STAUB R., 1937. Gedanken zum Bau der Westalpen zwischen Bernina und Mittelmeer. *Vierteljahrssch.Naturforsch.Ges.Zürich* (B) 82, 140 p.
- 1942. Gedanken zum Bau der Westalpen zwischen Bernina und Mittelmeer. *Mitt.Geol.Inst.Eidg.Techn.Hochsch. Univ.Zürich* (B) 7, 138 p.
- STEEN D.M., 1972. Etude géologique et pétrographique du complexe ophiolitique de la haute Ubaye (Basses-Alpes, France). *Mém.Dépt Minér.Univ. Genève*, 235 p.
- STELLA A., 1895. Sul rilevamento geologico eseguito nel 1894 in Valle Varaita (Alpi Cozie). *Boll.R.Comit.Geol.Ital.* 26, 283-313.
- 1896. Sul rilevamento geologico eseguito in Valle Po (Alpi Cozie) nel 1895. *Boll.R.Comit.Geol.Ital.* 27, 268.
- 1902. Relazione di rilevamento. *Boll.R.Comit.Geo.Ital.* 33, 36-38 (parte uff.).
- 1903. A proposito della diffusione delle rocce a giadeite nelle Alpi occidentali. *Boll.Soc.Geol.Ital.* 22, 141-142.
- STORRE B. et NITSCH K.H., 1972. Die Reaktion $2 \text{Zoisit} + 1 \text{CO}_2 \rightleftharpoons 3 \text{Anorthit} + 1 \text{Calcit} + 1 \text{H}_2\text{O}$. *Contr.Mineral.Petrol.* 35, 1-10.

- STORRE B. et NITSCH K.H., 1974. Zur Stabilität von Margarit im System $\text{CaO} \cdot \text{Al}_2\text{O}_3 \cdot \text{SiO}_2 \cdot \text{H}_2\text{O}$. *Contr.Mineral.Petrol.* 43, 1-24.
- STRÜVER G., 1875. Sulla gastaldite. Nuovo minerale del gruppo dei bisilicati anidri. *Atti R.Accad.Lincei* 2, 7 p.
- 1888. Weitere Beobachtungen über die Minerallagerstätten des Alathals in Piemont. I. *N.Jb.Mineral.Geol.Paläont.* 2, 35-57.
- 1891. Weitere Beobachtungen über die Minerallagerstätten des Alathals in Piemont. II. *N.Jb.Mineral.Geol.Paläont.* 1, 1-39.
- TAYLOR H.P. et COLEMAN R.G., 1968. $\text{O}^{18}/\text{O}^{16}$ ratios of coexisting minerals in glaucophane-bearing metamorphic rocks. *Geol.Soc.Amer.Bull.* 79, 1727-1756.
- TERMIER P., 1891. Etude sur la constitution géologique du Massif de la Vanoise (Alpes de Savoie). *Bull.Serv.Carte géol.Fr.* 2, 367-513.
- 1901. Etudes lithologiques dans les Alpes françaises. 1. Sur le rattachement à une souche commune des roches intrusives du Houiller briançonnais. *Bull.Soc.géol.Fr.* (4) 1, 157-178.
- 1903a. Les montagnes entre Briançon et Vallouise. *Mém.Carte géol.Fr.* 186 p.
- 1903b. Les schistes cristallins des Alpes occidentales. *C.R.9e Congr. Géol.Intern.* Vienne, 2, 20 p.
- 1904. Roches à lawsonite et à glaucophane, et roches à riebeckite de Saint-Véran (Hautes-Alpes). *Bull.Soc.fr.Minér.* 27, 265-269.
- 1907. Sur la nécessité d'une nouvelle interprétation de la tectonique des Alpes franco-italiennes. *Bull.Soc.géol.Fr.* (4) 7, 174-190.
- THOMPSON A.B., 1970a. Laumontite equilibria and the zeolite facies. *Am.J.Sci.* 269, 267-275.
- 1970b. A note on the kaolinite-pyrophyllite equilibrium. *Am.J.Sci.* 268, 454-458.
- 1971a. Analcite-albite equilibria at low temperatures. *Am.J.Sci.* 271, 79-92.
- THOMPSON J.B., 1957. The graphical analysis of mineral assemblages in pelitic schists. *Amer.Min.* 42, 842-858.
- TOKSÖZ N., MINEAR J.W. et JULIAN B.R., 1971. Temperature field and geophysical effects of a downgoing slab. *J.Geophys.Res.* 76, 1113-1138.
- TOURAY J.C., 1970. Analyse thermo-optique des familles d'inclusions à dépôts salins (principalement halite). *Schweiz.min.petr.Mitt.* 50, 67-99.
- TRIBOULET C., 1973. Stabilité des montmorillonites sodiques et des assemblages chlorite-paragonite et chlorite-albite dans le système $\text{Na}_2\text{O}-\text{Al}_2\text{O}_3-\text{MgO}-\text{SiO}_2-\text{H}_2\text{O}$, sous $\text{PH}_2\text{O} = 1$ et 2 kilobars pour 375-700°C. *Réun.ann.Sc. Terre Paris*, 403.
- TRICART P., 1973. Les Schistes lustrés du haut-Cristillan. Analyse tectonique d'un secteur externe du domaine piémontais (Alpes cottiennes, France). Thèse 3e cycle Strasbourg, 193 p.
- TRÜGER W.E., 1959, 1967. Optische Bestimmung der gesteinsbildenden Minerale. Stuttgart, 2 vol.
- TRÜMPY R., 1954. La zone de Sion-Courmayeur dans le haut Val Ferret valaisan. *Eclogae geol.Helv.* 47, 316-359.
- 1960. Paleotectonic evolution of the Central and Western Alps. *Geol.Soc.Amer.Bull.* 71, 843-908.
- 1973a. The timing of orogenic events in the Central Alps. In Gravity and Tectonics, K.A. DE JONG et R. SCHOLTEND, Edit., J. Wiley New York, 229-251.

- 1973b. L'évolution de l'orogénèse dans les Alpes centrales : interprétation des données stratigraphiques et tectoniques. *Eclogae geol.Helv.* 66, 1-10.
- TSCHERMAK G. et ŠPÖČZ L., 1879. Die Clintonitgruppe. *Zeitschr.Krystall.Mineral.* 3, 496-515.
- TSCHOPP H., 1923. Die Casannaschiefer des oberen Val de Bagnes (Wallis). *Eclogae geol.Helv.* 18, 77-206.
- TURNER F.J., 1968. Metamorphic petrology. McGraw-Hill, New York.
- TURNER F.J. et WEISS L.E., 1963. Structural analysis of metamorphic tectonites. McGraw-Hill, New York, 545 p.
- VALLET J.M., 1950. Etude géologique et pétrographique de la partie inférieure du Val d'Hérens et du Val d'Héremence (Valais). *Schweiz.min.petr.Mitt.* 30, 322-476.
- van BEMMELEN R.W., 1973. Geodynamic models for Alpine type of orogeny (Test-case II : the Alps in Central Europe). *Tectonophysics* 11, 33-79.
- 1974. Driving forces of orogeny with emphasis on blue-schist facies of metamorphism (Test-case III : the Japan arc). *Tectonophysics* 22, 83-125.
- van der KAADEN G., 1969. Zur Entstehung der Glaukophan-Lawsonit- und Glaukophanitischen Grünschiefer-Fazies, Geländebeobachtungen und Mineral-synthesen. *Fortschr.Mineral.* 46, 87-136.
- van der PLAS L., 1959. Petrology of the Northern Adula region, Switzerland (with particular reference to the glaucophane-bearing rocks). *Leidsche Geol.Meded.* 24, 415-598.
- 1966. The identification of detrital feldspars. Elsevier, Amsterdam.
- van der PLAS L., HÜGI T. et MLADECK M.H., 1958. Chloritoid vom Hennensädel südlich Vals (nördliche Aduladecke). *Schweiz.min.petr.Mitt.* 38, 237-246.
- van der VOO R. et ZIJDERVELD J.D.A., 1969. Paleomagnetism in the Western Mediterranean area. *Verh.Kon.Ned.Geol.Mijnbouwk.Gen.* 26, 121-138.
- VATIN-PERIGNON N. et VIALON P., 1974. Les spilites continentales sont-elles un traceur de l'évolution structurale de l'arc alpin ? *2e Réunion. ann.Sc.Terre, Pont-à-Mousson, Rés.comm.*, 381.
- VELDE B., 1965a. Phengite micas : synthesis, stability, and natural occurrence. *Am.J.Sci.* 263, 886-913.
- 1965b. Experimental determination of muscovite polymorph stabilities. *Am.Min.* 50, 436-449.
- 1966. Upper limits of stability of muscovite. *Am.Min.* 51, 924-929.
- 1967. Si^{+4} content of natural phengites. *Contr.Mineral.Petrol.* 14, 250-258.
- 1969. The compositional join muscovite-pyrophyllite at moderate pressures and temperatures. *Bull.Soc.fr.Minéral.Cristallogr.* 92, 360-368.
- 1972. Origine et évolution des minéraux argileux. Essai d'étude expérimentale. In Structure et dynamique de la lithosphère, C.J. Allègre et M. Mattauer, Edit., Paris, Hermann, 327-372.
- 1973. Phase equilibria in the system $\text{MgO}-\text{Al}_2\text{O}_3-\text{SiO}_2-\text{H}_2\text{O}$: chlorites and associated minerals. *Min.Mag.* 39, 297-312.
- VELDE B. et BYSTRÖM-BRUSEWITZ, 1972. The transformation of natural clay minerals at elevated pressures and temperatures. *Geol.Fören. Stockholm Förrh.* 94, 449-458.

- VELDE B. et KIENAST J.R., 1973. Zonéographie du métamorphisme de la zone de Sesia-Lanzo (Alpes piémontaises) : étude des omphacites et grenats des micaschistes écolitiques à la microsonde électronique. *C.R. Acad.Sc.Paris* 276 (D), 1801-1804.
- VERNET J.P., 1964. Formation latéritique dans la nappe des Préalpes médianes rigides du Chablais. *C.R.Acad.Sc.Paris* 258, 6483-6485.
- VIALETTE Y. et VIALON P., 1964. Etude géochronologique de quelques micas des formations du massif Dora-Maira, Alpes cottiennes piémontaises. *Ann. Fac.Sc.Univ.Clermont-Ferrand* 25, 91-99.
- VIALON P., 1966. Etude géologique du massif cristallin Dora-Maira, Alpes cottiennes, Italie. Thèse Grenoble, 293 p.
- 1967. Quelques remarques sur l'étude géologique du massif cristallin Dora-Maira (Alpes cottiennes internes, Italie) et de ses abords. *Trav.Lab.Géol.Grenoble* 43, 245-258.
 - 1968. Clivages schisteux et déformations : répartition et genèse dans le bassin mésozoïque de Bourg-d'Oisans (Alpes du Dauphiné). *Géol.Alpine* 44, 353-366.
 - 1974. Les déformations "synschisteuses" superposées en Dauphiné. Leur place dans la collision des éléments du socle préalpin. Conséquences pétrostructurales. *Schweiz.min.petr.Mitt.* 54, 663-690.
- VITEL G., 1965. Etude pétrographique du tunnel du Mont-Blanc (partie française) et recherches géologiques complémentaires dans le massif Mont Blanc - Aiguilles Rouges. Thèse 3e cycle. Grenoble, 101 p.
- VITERBO-BASSANI C., et BLACKBURN C., 1968. The eclogitic rocks of the "Eclogitic micaschists formation", Sesia-Lanzo zone (Western Alps, Italy). *Mem.Ist.Géol.Miner.Padova*, 43 p.
- VUAGNAT M., 1956. Sur les roches à stilpnomélane du Versoyen, Savoie. *Arch. Sc.Genève* 9, 321-325.
- 1967. Quelques réflexions sur les ophisphérites et les rodingites. *Rend.Soc.Miner.Ital.* 23, 471-482.
 - 1968. Quelques réflexions sur le complexe basique-ultrabasique de la zone d'Ivrée et les ultramafites alpinotypes. *Schweiz.min.petr.Mitt.* 48, 157-164.
- VUAGNAT M. et PUSZTASZERI L., 1964. Ophisphérites et rodingites dans diverses serpentinites des Alpes. *Schweiz.min.petr.Mitt.* 44, 12-15.
- WARRAK M., 1974. The petrography and origin of dedolomitized, veined or brecciated carbonate rocks, the "cornieules", in the Fréjus region, French Alps. *J.Géol.Soc.London* 130, 229-247.
- WEGMANN E., 1923. Zur Geologie der St.Bernharddecke im Val d'Hérens (Wallis). *Bull.Soc.Neuchât.Sc.Nat.* 47, 66 p.
- 1928. Ueber das Bornitvorkommen von Saint-Véran (Hautes-Alpes). *Zeitschr.prakt.Géol.* 19-28 et 36-43.
 - 1930. Ueber die Metamorphosen der Prasinite in der St.Bernharddecke im Wallis (Schweiz). *Eclogae géol.Helv.* 23, 683-685.
- WENK E., SCHWANDER H., HUNZIKER J. et STERN W., 1963. Zur Mineralchemie von Biotit in den Tessiner Alpen. *Schweiz.min.petr.Mitt.* 43, 435-463.
- WENK E. et KELLER F., 1969. Isograde in Amphibolitserien der Zentralalpen. *Schweiz.min.petr.Mitt.* 49, 151-198.
- WENK E., SCHWANDER H. et STERN W., 1974. On calcic amphiboles and amphibolites from the Lepontine Alps. *Schweiz.min.petr.Mitt.* 54, 97-149.
- WENK H.R., 1971. Variations of lattice constants in clin amphiboles. *Zeitschr.Kristall.* 133, 341-363.

- WETZEL R., 1972. Zur Petrographie und Mineralogie der Furgg-Zone (Monte Rosa-Decke). *Schweiz.min.petr.Mitt.* 52, 161-236.
- 1973. Chemismus und physikalische Parameter einiger Chlorite aus der Grünschieferfazies. *Schweiz.min.petr.Mitt.* 53, 273-298.
- WETZEL R., STERN W.B. et SCHWANDER H., 1974. Hornblendes aus der Albit- bis Albitoligoklaszone zwischen Zermatt und Domodossola. *Schweiz.min.petr.Mitt.* 54, 151-207.
- WHITE A.J.R., 1964. Clinopyroxenes from eclogites and basic granulites. *Am. Min.* 49, 883-888.
- WHITTAKER E.J.W. et ZUSSMAN J., 1956. The characterization of serpentine minerals by X-Ray diffraction. *Min.Mag.* 31, 107-126.
- WHITTAKER E.J.W. et WICKS F.J., 1970. Chemical differences among the serpentine "polymorphs". A discussion. *Am.Min.* 55, 1025-1047.
- WIKSTRÖM A., 1970. Hydrothermal experiments in the system jadeite-diopside. *Norsk Geol.Tidssk.* 50, 1-14.
- WINCHELL H., 1958. The composition and physical properties of garnet. *Am. Min.* 43, 595-600.
- WINCHELL A.N. et WINCHELL H., 1951. Elements of optical mineralogy. II. Description of minerals. New York, London.
- WINKLER H.G.F., 1965. Die Genese der metamorphen Gesteine. Springer Verlag, Berlin, Heidelberg.
- 1970. Abolition of metamorphic facies, introduction of metamorphic stage, and of a classification based on isograds in common rocks. *N.Jb.Min.* 5, 189-248.
- WONES D.R., 1963. Physical properties of synthetic biotites on the join phlogopite-annite. *Am.Min.* 48, 1300-1321.
- WOYNO T.J., 1912. Petrographische Untersuchung der Casannaschiefer des mittleren Bagnetales (Wallis). *N.Jb.Min.Géol.Paläont.Bl.* 33, 136-207.
- WYLLIE P.J., COX K.G. et BIGGAR G.M., 1962. The habit of apatite in synthetic systems and igneous rocks. *J.Petrol.* 3, 238-242.
- YAJIMA J., TOURAY J.C. et IYAMA J.T., 1967. Les inclusions fluides d'albite de la région de Modane. *Bull.Soc.fr.Minéral.Cristallogr.* 90, 394-398.
- YODER H.S. et EUGSTER H.P., 1955. Synthetic and natural muscovites. *Geochim. Cosmochim.Acta* 8, 225-280.
- YODER H.S. et TILLEY C.E., 1962. Origin of basalt magmas : an experimental study of natural and synthetic rock systems. *J.Petrol.* 3, 342-532.
- YUND R.A. et KULLERUD G., 1966. Thermal stability of assemblages in the Cu-Fe-S system. *J.Petrol.* 7, 454-488.
- ZACCAGNA D., 1887. Sulla geologia delle Alpi occidentali. *Boll.R.Comit. Géol.Ital.* 18, 346-417.
- 1892. Riassunto di osservazioni geologiche fatte sul versante occidentale delle Alpi Graie. *Boll.R.Comit.Géol.Ital.* 23, 175-244 et 311-404.
 - 1901. Alcune osservazioni sulli ultimi lavori geologici intorno alle Alpi occidentali. *Boll.R.Comit.Géol.Ital.* 32, 4-74 et 129-150.
- ZAMBONINI F., 1901. Su un pirosseno sodifero dei dintorni di Oropa, nel Biellese. *Atti R.Accad.Lincei* 10, 240-244.
- 1904. Analisi di lawsoniti italiane. *Atti R.Accad.Lincei* 13, 466-467.
 - 1906. Ueber den metamorphisierten Gabbro der Rocca Bianca im Susa-Tale. *N.Jb.Mineral.Géol.Paläont.* 2, 105-134.
- ZEN E-an, 1969. Evaluation of thermodynamic data on pyrophyllite and their petrologic implications. *D.M.G.Tagung Bern, Ref.Vortr.*, 64-65.

- 1964. Coexistent muscovite and paragonite in pelitic schists. *Am. Min.* 49, 904-925.
- ZIMMERMANN J.L. et POTY B., 1970. Etude par spectrométrie de masse de la composition des fluides dans les cavités alpines du massif du Mont Blanc. *Schweiz.min.petr.Mitt.* 50, 99-108.
- ZWART H.J., Gen. coord., NIGGLI, Coord. for the Alps, 1973. Metamorphic map of the Alps. Leiden, Unesco Paris.

INDEX DES NOMS GEOGRAPHIQUES ET DE MINERAUX

- Acciglio : 29, 274, 293
actinote : 119, 378
aegyrine : 125-129, 160, 280, 286, 298,
pl. Md (301), 316, 317, 318, 336,
338, 339, 353, 354, 364-365, 368,
371-374
albite : 154-155, pl. Cb (205), pl. Dd
(206), pl. Fa (218), 261, pl. Id
(283), pl. Ja (284), 291, pl. K
(295), pl. Nc, e (302), pl. Qe (321)
364, 365, 368, 383, 384
Ambin (col) : 80, 100, pl. Ge (258)
amphiboles sodiques (glaucophane-rie-
beckite) : 105-118, 164-169, pl. A
(197), pl. B (198), 203, pl. Cd, e
(205), 207, 209, 211, 215-229, pl.
Fd (218), 231, 232, 234, 255, pl.
Hc (260), 273, 279, 280, pl. Jc-e
(284), 286, 287-288, 293-294, 297-
298, pl. L (296), pl. Ma, b, c, e
(301), 307, 315, 317, 318, pl. Qc
(321), pl. Rc (322), 324-325, 326-
327, 335-355, pl. Sa, d (351), pl.
Ta (352), 364, 365, 368, 374-378
amphiboles Ca ou Ca-Na : 119-124, 255
aragonite : voir carbonates
Arella (col, Bramans) : voir Bellecombe-
Arella (Bramans)
Argentier (Petit, Grand; Charmaix) :
36, 281-282, Pl. Ib (283)
Arpont (glacier, Dôme; Termignon, Va-
noise S) : 36, 60, 107, 118, 140,
155, 165, 178, 182, 191, 193, 200,
202, 204, 212, 214, 223, 227, pl. Gd
(259), 298, 299, pl. Ma (301), 377
Aussois : 36, 80, 152, 189, 190, 226,
272, 274
Avernet (glacier; Ste-Foy-en-Taren-
taise, Ruitor) : 36, 81, 107, 118,
166, 170, 178, 231, 232
Avérole (Bessans) : 36, 75, 80, 119,
156, 170, 311, pl. Ra (322), 330,
335, 339
Bagnes (val) : 100, 103
Bardonnecchia : 307 ; voir col de
Fréjus
barroisite : 119
Beç de l'Ane (Ste-Foy-en-Tarentaise,
Ruitor) : 230, 232
Bellecombe (col de Bellecombe-Arella;
Bramans, Ambin) : 80, 107, 115,
118, 156, 170, 174, 292, 293, 294,
pl. Lb (296), 298, 299
Bellecombe (Termignon, Vanoise S) :
80, 140, 165, 204
Bellecôte (Peisey-Nancroix, Vanoise
N) : 166, 178, 226, 227, pl. Gb
259
Belle Place (col, Dent Parrachée;
Termignon, Vanoise S) : 115, 125,
150, 155, 156, 178, 180, 201, 274,
292, 293, 298, 299, pl. Md (301),
pl. Me (301)
Bessans : 310 ; voir Avérole, Le
Villaron, Le Mâlard
Beth-Ghinivert : voir Troncea
biotite : 59-65, 175, 201, 213, 214,
pl. Ee (217), pl. Fc, d (218), 220,
221, 222, 226, 228, 231, 232, 233,
pl. Hd (260), 279, 280, 281, 292,
339, 341, 354, 355, 360, 364-365,
368, 389
Bissorte (SW Modane) : 176, 178-180,
182, 275, 276
Bochor (Mont; Pralognan, Vanoise S) :
36, 274, 287, 292, 298
Bonneval-sur-Arc : 29, 75, 96, 156,
165, 178, 311, 335, 339-340 342
Bourget (Roc; E Modane, Vanoise S) :
36, 60, 64, 65, 80, 115, 155, 274
pl. Id (283), pl. Je (284), 292, 293,
pl. Mc (301)
Bramans : 36, 182, pl. Ga (259) ;
voir cols de Bellecombe-Arella,
pont des Chaudannes, pont des Ju-
niors
carbonates : 262, 397, 400
carbonation (degré, = coal-rank) :
184, 400
carpholite : 286, 299, 316, 364, 398
Ceillac : 75, 113, 118, 138, 310,
338 ; voir Prés Bergers, Cristil-
lan
Cervin : 29
Cervièrès : 168, 291, pl. Rd, e
(322), pl. Sa (351) : voir Péas
Cesana-Torinese : 75, 135, 168, 170,
174, 317

Chabrière (haute Ubaye) : 29
 Champagny (Vanoise) : 58, 176, 189, 190, 214
 Champsaur : 29
 Chardonnet (Pointe; Tignes, Vanoise N) : 336
 Charmaix : 36, pl. Pb (314) ; voir col de Fréjus, Argentier
 Chasseforêt (glacier, dôme ; Termignon, Vanoise S) : 29, 80, 81, 140, 166, 182, 189, 191, 193, 214, 227, pl. Gc (259)
 Château-Queyras : 310, 338
 Chaudannes (pont ; Bramans) : 36, 165, 281, pl. Ia (283)
 Chenaillet : voir Montgenèvre
 chlorite : 78-99, pl. Ge (259), 260, 292, 364, 365, 368, 390
 chloritoïde : 60-61, 100-104, 169-172, 194, 196, 197, pl. Fb (218), 228, 231, 256, pl. Ga (259), 286, 293, 307, 308, 311, 320, 323, 337, 355, 364, 365, 368, 378-380
 chloromélinite : 125-129, pl. Ra (322), 340
 Clapey (Pointe; Versoyen) : 81, 165, 178, pl. Td (352), 354, 415
 Combe-de-Champ (S Grenoble) : 59, 60, 63, 64, 65
 Combe d'Enfer (Termignon, Vanoise S) : 140, 297, pl. Ma, b (301) ; voir Mahure
 Combin (sommet) : 29
 Cornivier (St-Véran) : 174, 315, 326, 338, pl. Sd (351)
 Courchevel : 178, pl. Hd (260)
 Cristillan (col; Ceillac) : 168, 315, 316, 338, 339, 349-354
 crossite : 105-118, 203, 231 ; voir amphiboles sodiques
 Cruzeau (Mte) : voir Cesana-Torinese
 Dard (pointe; Pralognan, Vanoise S) : 36, 80, 182, 190, 194
 deerite : 150-151, 184, 299, 318, pl. Qa (321), 365, 398
 diaspore : 156, 286, 299, 364, 368, 380, 381
 diopside : 316, 319, 339, 342
 disthène : 184, pl. Fc (218), 231-232, 262, 364, 368, 381, 382
 Dôme (passage; Tignes, Val d'Isère, Vanoise N) : 156, 166, 293
 édénite : 119
 Entre-Deux-Eaux (Termignon, Vanoise S) : 80
 épidote : 130-134, 184, 260, 298, pl. Oe (313), pl. Rd (322), 364, 365, 368, 393, 394
 feldspaths : 154-155 ; voir albite, feldspath potassique
 feldspath potassique : 154, 202, 213, 224, 233, 261, 272, 279, 291, 317, 353, 360, 364, 368, 382, 383
 ferrimuscovite : 41 ; voir mica blanc
 Ferrière (Termignon, Vanoise S) : 204, 227
 ferrocarpholite : voir carpholite
 ferroglaucophane : 105-118, 160 ; voir amphiboles sodiques
 Flambeau (La Thuille, Rutor) : 231, 232
 Fourneaux (W Modane) : 174
 Fours (roche; Val d'Isère, Vanoise N) : 166, 227
 Fréjus (col; Charmaix, Bardonecchia) : 100, 102, 103, 104, 137, 166, 170, 174, 310, 311, pl. Od (313), 316, 330, 337, 343-344, 412
 fuchsite : 58, 316
 glaucophane : voir amphiboles sodiques
 Grangie della Valle (Ambin) : 100, 103
 grenat : 139-149, 184, 194, 196-197, pl. B (198), pl. E (217), pl. Fb, c (218), 220, 221, 223, 228, 229, 231, 232, 233, 234, 255, 272, 279, 308, 311, 317, 319, 320, 335, 339, 340, 342, 354, 355, 360, 364, 365, 368, 395
 Guil : 278, pl. Ic (283), pl. Ob, c (313)
 hématite : 397, 398
 heulandite : 157
 hornblende : 119, 224, 225, 228, 232, 233, 275, 337, 338, 364, 368, 377-378
 illite : 43
 ilménite : 261, 364-365, 368
 Iseran (col) : 29, 75, 174, 182, 310, 311, 316, 328, 330, 335
 jadéite : 125-129, 163-165, 200-201, 203, pl. Ce (205), pl. De (206), 228, 234, 255, pl. Ha, b (260), 273, 279, 280, 281, 282, pl. Ia (283), 337, 338, 339, 350, pl. Ta (352).

pl. Td (352), 353, 354, 355, 364, 365, 368, 371, 374
 Jovet (Mont) : 29, 75, 176, pl. Nd (302), 310, 316, 337
 Juniors (pont; Bramans, Vanoise S) : 180, 281
 Lac Noir (col, Ste-Foy-en-Tarentaise) : 75, 166, 336
 Laisonnay (Champagny, Vanoise N) : 80, 190, 226
 Lanslebourg : 310
 laumontite : 157, 181-182, 360, 361, 364, 388
 lawsonite : 135-137, 172-175, 275, 286, 298-299, 307, 312, 315, pl. P (314), 317, pl. Qa (321), pl. Rd (322), 324-325, 328, 336-339, 344, 346, 347, 348, 349, pl. Sa (351), pl. Tb, c (352), 353, 354, 364, 365, 368, 384-386
 Longet (col; haute Ubaye, zone d'Accé-glio) : 165, 168, pl. Ha-c (260), 273
 Longet (vallon, col; Molines-en-Queyras) : 75, 130, 137, 166, 168, 174, 312, 315, pl. Oc (313), 316, 330, 338, 349, pl. Sb, c (351)
 Loza (Termignon, Vanoise S) : 294
 Lozes (carrière; Aussois, Vanoise S) : 80, 287, 292
 magnésioriebeckite : voir amphiboles sodiques
 magnétite : 156, 299, 397, 398
 Mahure (glacier; Termignon, Vanoise S) : 293, 298, 299 ; voir Combe d'Enfer
 Manchet (cascade; Val d'Isère) : pl. Ja (284), 292, 293
 margarite : 38, 393
 mariposite : 58
 Martin (cirque, Vanoise N) : voir La Savinaz
 Masures (les, Ste-Foy-en-Tarentaise) : 272
 Mattie (val de Suse) : 58
 Maurin (haute Ubaye) : 75, 174
 Méan Martin (W col de l'Iseran) : 335
 Meyriès : voir col de Péas
 mica blanc : 35-58, pl. Ca (205), pl. Da (206), 256, 292, 364-365, 368, 390-393, 400
 microcline : voir feldspath potassique
 Mio (Roche) : 226
 Modane : 29, 174 ; voir Bourget, Replatton, Tourné (Roc)
 Môlard (Le Villaron, Bessans) : 75, 129, 140, 319, 320, pl. Rb (322), 342-343
 Molines-en-Queyras : 75, 310, 348, 349 ; voir Longet
 Monal (Ste-Foy-en-Tarentaise) : 75, 166, 178, 227, 336
 Mone (col; Pralognan, Vanoise S) : 100, 104, 274, pl. Jb (284)
 Monetier (Le) : 174, 176
 Mont Cenis : 29, 107, 113, 118, 155, 165, 178, pl. Nb (302), 310, 311, 316
 Montgenèvre : 29, 75, 175, 176, 233, 337, 409
 Mottets (Galibier) : 275, 276
 muscovite : 41, 390 ; voir mica blanc
 Nants (Dôme, glacier, cirque; Pralognan, Vanoise S) : 80, 190, 194, 207
 Névache : 176, 275, 276
 Notre-Dame des Vernettes (Peisey-Nancroix) : 36, 274
 omphacite : 125-129, 365, 368
 Orsière (Combe) : voir Valmeinier
 Oulle (saut de l'; Bramans, Ambin) : 36, 60, 65, 228, 231, 272, 413
 Pâquier (vallon; Tignes, Vanoise N) : 107, 118, 156, 169, pl. Jc, d (284), 287, 293, 299
 paragonite : 43, 51, 55-57, 158, 280, 338, 345, 364, 365, 368, 393 ; voir mica blanc
 Péas (col, vallon; Meyriès, Cervières) : 36, 57, 75, 81, 107, 118, 129, 166, 168, 174, 310, 315, 316, 338, 345-347
 Peisey-Nancroix : voir Belledcôte, N.D. des Vernettes, Mont Pourri
 Pelvas (ou Palavas; Ristolas, Abriès) : 75, 166, 338
 Pelve (glacier; Termignon, Vanoise S) : 36, 80, 140, 165, 200, 227
 Petit-Saint-Bernard (col) : 273, 277
 phengite : 41, 51, 391, 392 ; voir mica blanc
 phlogopite : 59-65, 361

piémontite : 130, 184, 317
 Pierre de Compia (Val d'Isère, Vanoise N) : 293
 Pourri (Mont, Vanoise N) : 29, 178, 187, 189, 227
 Prajourdan (Mont Jovet) : 75
 Pralognan (Vanoise S) : 29, 43, 77, 101, 102, 103, 189, 226, 227, pl. He [260]; voir Bochor, Dard, Mone, Nants, Prioux
 Praz (La, W Modane) : 277
 prehnite : 156, 184, 360, 361, 364, 387
 Prés Bergers (torrent, col; Ceillac, St-Véran) : 107, 165, 176, 180, 182, 316, 330, pl. Se [351], pl. Ta-c [352]
 Prioux (Pralognan, Vanoise S) : 71, 75, 77, 103, 292, 336
 pumpellyite : 138, 175-177, 226, 275, 276, 336, 337, 338, 339, 360, 361, 364, 365, 387
 pyrophyllite : 60, 61, 71, 72, 159, 292, 380, 381
 pyroxène : 125 ; voir aegyrine, chloromélanite, diopside, jadéite, omphacite
 quartz : 261, 291
 Replatton (fort; Modane) : 36, 178
 riebeckite : voir amphiboles sodiques
 Ristolas : 57, 75, 137, 166, 310, 315, 338
 Rocciamelone (= Rochemelon ; haute Maurienne, haut val de Suse) : 336
 Rocciavère : 29, 168
 rutile : pl. Gc [259], 261, pl. Ib [283], pl. Oa [313], pl. Rc,e [322], 364, 365, 368, 396-397
 Sainte-Foy-en-Tarentaise : 166, 170 ; voir Avernet, Bec de l'Ane, Lac Noir, Monal
 Saint-Paul-sur-Ubaye : 165, 168 ; voir Longet (haute Ubaye)
 Saint-Véran : 29, 36, 66, 69, 70, 75, 80, 107, 113, 118, 125, 130, 135, 138, 168, 169, 172, pl. Na,c [302], 310, 315, pl. Pa [314], 318, pl. Q a,c [321], 324, 330, 338, 348-354 ; voir Cornivier, Prés Bergers, Toillies
 Salbertrand (Ambin) : 66
 Sampeyre : 100, 103

Sana : 29, 166, 310, 330, 336
 Sapey (gneiss) : 278-279
 Sassièra (Tignes) : 29, 166, 172, 174, 310, 330
 Sauvire (Champagny, Laisonnay) : 80, 178, 224, 225, 226, 227
 Savinaz (La) : 189, 211 ; voir La Martin
 séricite : 43
 serpentine : 74-77, 395, 396
 Serre-Chevalier : 29, 233, 268
 Sestriere : 29, 66, 67, 68, 69, 70, 168, 170, 180, 316
 sphène : pl. Gc [258], 261, 299, pl. Qb [321], 364, 365, 368, 396, 397
 staurotide : pl. Fb [218], 229-231, 262, 364, 368, 378-380
 stilpnomélane : 60-61, 66-70, 158, 181-183, 194, 213, 214, 215, 220, 224, 226, pl. Gb-d [259], 279 pl. H d,e [260], 276, 280, 292, pl. Me [301], 308, 316, 317, 318, 336, 337, 360, 364, 365, 368, 388, 389
 Taillante (arête, Ristolas) : 57, 75, 166
 talc : 60-61, 72, 73, 159, 348
 Termignon : 29, 66, 69-70, 75, 113, 176, 203, 209, 226, 310, 336 ; voir Arpont, Bellecombe, Belle Place, Chasseforêt, Combe d'Enfer, Mahure, Pelve
 Thuile (La, prov. d'Aoste) : 100, 103, 170
 Tignes : 29, 36, pl. Cc [205], pl. O a [313] ; voir Chardonnnet, Dôme, Pâquier, Sassièra
 Toillies (Tête des, St-Véran) : 75
 tourmaline : 152, 153, 262, 299, pl. Od [313]
 Tourné (Roc; E Modane) : 154, 155, 291, pl. Kc-e [285], 427
 Tronçea : 66, 67, 68, 69, 70, 80, 150, 151, 168, 174, 310, 316, 318, pl. Qd [321], pl. Rc [322], 343-344, 398
 Tsanteleina (Vanoise N) : 36, 75, 80, 286, 299
 Turra (fort) : voir Mont Cenis
 Ubaye (haute) : 29 ; voir Longet
 Ulzio : 29, 80, 135, 136, 165, 166, 174, 178, 292, 337, 412, 414, 415, 435

Val d'Isère : 29, 36, 80, 119, 130, 140, 170, 180, pl. Ne [302], 310, pl. Ob-e [313], pl. Qb [321], 330; voir Fours, Manchet, Pierre de Compia, Tsanteleina
 Valmeinier (S St-Michel-de-Maurienne) : 174, 275, 276
 Verbier (Valais) : 100
 Versoyen : 75, 81, 95, 165, 182, pl. Qe [321], 323, 328, 337, pl. Td [352], 354-356

vésuvianite : 156, 335, 339, 342
 Villarodin : 107, 118, 172, 182, 310, 336
 Villaroger (Vanoise N) : 178, 214, 227, 414
 Villaron (Le, Bessans) : 180, 335, 339; voir Mûlard
 Viso : 29, 135, 339
 zéolites : 157, 361, 388
 Zermatt : 29

LISTE DES FIGURES

page

1	Carte structurale des Alpes occidentales et localisation des points cités	29
2	Micas blancs : carte de localisation des échantillons étudiés	37
3	Micas blancs : diagramme P/S de Graeser et Niggli	42
4	Micas blancs : relations entre les valeurs 2P de Graeser et Niggli et RM de Cipriani et al.	44
5	Micas blancs : histogrammes des valeurs de 2P et RM	44
6	Micas blancs : diagrammes triangulaires	46-47
7	Micas blancs : espacement basal en fonction de la teneur en Na	52
8	Micas blancs : relation entre les paramètres réticulaires et RM	53
9	Micas blancs : intensités des raies 004 et 002 en fonction de Mg et de Fetot/Mg	54
10	Biotite, phlogopite, stilpnomélane, pyrophyllite, talc et chloritoïde : carte de localisation des échantillons étudiés	61
11	Biotite et phlogopite : diagrammes triangulaires	63
12	Biotite et phlogopite : relations entre indices de réfraction et Fe-Ti	65
13	Stilpnomélane : diagramme triangulaire Al-Fe-Mg	67
14	Stilpnomélane : indices de réfraction et biréfringence en fonction des proportions $R''/R'+R'''$	70
15	Serpentines : carte de localisation des échantillons étudiés	76
16	Chlorites : carte de localisation des échantillons étudiés	79
17	Chlorites : diagrammes de Hey et de Foster	86
18	Distribution de Fe/Fe+Mg entre la chlorite et l'amphibole bleue	87
19	Chlorites : diagramme triangulaire Al-Fe-Mg	88
20	Chlorites : diagramme de Tröger et Trochim (relation entre le chimisme des chlorites et la lithologie de la roche hôte)	90
21	Chlorites : relations entre les données radiocristallographiques et le chimisme	92-93
22	Chloritoïde : diagrammes triangulaires	102
23	Amphiboles sodiques : carte de localisation des échantillons étudiés	106
24	Amphiboles sodiques : composition chimique dans le diagramme de Miyashiro	109
25	Amphiboles sodiques : diagramme AlVI-Fetot-Mg	110
26	Amphiboles sodiques : relations entre le chimisme de l'amphibole et celui de la roche hôte	110
27	Amphiboles sodiques : diagramme AlVI-AlIV	111
28	Amphiboles sodiques : extension des solutions solides avec act-trém et cumm-grun	112
29	Amphiboles sodiques : zonation des échantillons n° 88 et 168	116
30	Amphiboles bleu vert, pyroxènes sodiques, épidotes, lawsonite et pumpellyite : carte de localisation des échantillons étudiés	121
31	Amphiboles bleu vert : classification de Leake et proportions moléculaires act-cumm-amph Na	123

page

32	Pyroxènes sodiques : teneurs en jd-di-aeg	127
33	Epidotes : teneurs en clinzoïsite-pistacite ; relations entre le chimisme et les caractères radiocristallographiques	132-133
34	Grenats, deerite et tourmaline : carte de localisation des échantillons étudiés	141
35	Grenats : proportions moléculaires	144
36	Grenats : profils à la microsonde	146-147
37	Jadéite : carte de distribution des gisements	163
38	Amphiboles sodiques : carte de distribution des gisements	167
39	Chloritoïde : carte de distribution des gisements	171
40	Lawsonite : carte de distribution des gisements	173
41	Pumpellyite : carte de distribution des gisements	177
42	Biotites alpines : carte de distribution des gisements	179
43	Stilpnomélane : carte de distribution des gisements	183
44	Vanoise : esquisse des affleurements du versant E de Chasseforêt	193
45	Vanoise : associations minérales dans les micaschistes du socle	195
46	Vanoise : microstructure d'un micaschiste à glaucophane	208
47	Vanoise : microstructure d'un micaschiste à grenat et glaucophane	210
48	Vanoise : microstructure d'un micaschiste à glaucophane et grenat	211
49	Vanoise : microstructure d'un micaschiste	212
50	Vanoise : associations minérales dans les metabasites	216
51	Rutor : associations minérales dans les micaschistes et dans les metabasites	230
52	Vanoise : carte de localisation des échantillons de roches analysés	238
53	Socle Briançonnais : diagramme ti/si	244
54	Socle Briançonnais : diagramme de La Roche	245
55	Socle Briançonnais : diagramme Moine et de La Roche	246
56	Socle Briançonnais : diagramme al-alc/fm/c de Niggli	247
57	Socle Briançonnais : diagramme de Kuno	248
58	Socle Briançonnais : diagramme de Bebieu	249
59	Socle Briançonnais : diagramme de La Roche et Leterrier	250
60	Socle Briançonnais : diagrammes Fetot-Na2O-MgO et Na2O-K2O-CaO	251-252
61	Socle Briançonnais : diagrammes ACF-A'KF	265
62	Socle Briançonnais : évolution des paragenèses alpines dans les tétraèdres	266
63	Couverture Briançonnaise du Paléozoïque supérieur : diagramme K2O-Na2O-CaO	276
64	Couverture Briançonnaise siliceuse : diagramme Moine et de La Roche	277
65	Couverture Briançonnaise siliceuse : diagramme de La Roche et Leterrier	278
66	Couverture carbonatée Briançonnaise : associations minérales rencontrées	286
67	Couverture Briançonnaise carbonatée : microstructure d'un marbre chloriteux	288
68	Couverture Briançonnaise carbonatée : microstructure d'un calcaire à magnésioriebeckite	289-290
69	Couverture Briançonnaise carbonatée : composition chimique de quelques roches	303

	page
70 Schistes lustrés piémontais : composition minéralogique . . .	309
71 Schistes lustrés piémontais : association minérale dans le quartzite du Beth-Ghinivert	319
72 Coupe au gisement de magnétite du Môlard	320
73 Schistes lustrés piémontais : microstructure d'un calcschiste à glaucophane et lawsonite	324-325
74 Schistes lustrés piémontais : microstructure d'un calcaire phylliteux à glaucophane	326-327
75 Schistes lustrés et méta-ophiolites de la zone piémontaise ; localisation des échantillons analysés	329
76 Schistes lustrés piémontais : diagramme ACF	332
77 Schistes lustrés piémontais : triangle K_2O-Na_2O-CaO	333
78 Schistes lustrés piémontais : diagramme Moine et de La Roche	334
79 Méta-ophiolites piémontaises : associations minérales dans la région SW du Grand Paradis	340
80 Méta-ophiolites piémontaises : microstructure d'une ovardite à amphibole	343
81 Méta-ophiolites piémontaises : associations minérales dans le métagabbro du Fréjus	344
82 Méta-ophiolites piémontaises : associations minérales du flasergabbro du Beth-Ghinivert	345
83 Méta-ophiolites piémontaises : microstructure d'une glaucophanite à lawsonite	347
84 Méta-ophiolites piémontaises : associations minérales des métagabbros de Molines et de Saint-Véran	348
85 Méta-ophiolites piémontaises : associations minérales des métadiabases de Ceillac	350
86 Méta-ophiolites piémontaises : diagramme FMA	357
87 Données expérimentales concernant les pyroxènes sodiques	373
88 Données expérimentales concernant les amphiboles sodiques	376
89 Données expérimentales concernant le chloritoïde	379
90 Données expérimentales concernant le diasprore et la pyrophyllite	381
91 Réaction menant à la formation du stilpnomélane à partir de feldspath potassique	383
92 Données expérimentales concernant l'analcime et l'albite	384
93 Données expérimentales concernant la lawsonite et les serpentines	385
94 Données expérimentales concernant la pumpellyite, la prehnite et les zéolites	387
95 Données expérimentales concernant les micas blancs	391
96 Données expérimentales concernant les systèmes de composition péritique carbonatée ou non carbonatée	392
97 Résumé des réactions expérimentales	401
98 Distribution cartographique des conditions P-T possibles	404-405
99 Carte montrant les données radiométriques concernant les métamorphismes alpins	410
100 Résumé schématique des données chronologiques dans leurs rapports avec la sédimentation et les déformations	419
101 Succession des faciès métamorphiques et schémas d'évolution T-P	424-425
102 Schéma d'une zone de subduction affectée de mouvements différentiels	430

	page
103 Schéma évolutif d'une zone de subduction dans l'hypothèse où les paragenèses HP de la série siliceuse briançonnaise sont du Crétacé supérieur	438
104 Schéma évolutif d'une zone de subduction dans l'hypothèse où les paragenèses HP de la série siliceuse briançonnaise sont alpines (Eocène-Oligocène)	440

LISTE DES TABLEAUX

	page
1 Micas blancs : liste des échantillons étudiés	36
2 Micas blancs : données chimiques	39-40
3 Micas blancs : données radiocristallographiques	59-50
4 Micas blancs : teneurs en Na_2O et en paragonite	55
5 Micas blancs : propriétés optiques, densité	56
6 Biotite, phlogopite : liste des échantillons étudiés	60
7 Phlogopite : données chimiques	62
8 Biotite et phlogopite : données radiocristallographiques et optiques	62
9 Stilpnomélane : données chimiques	68
10 Stilpnomélane : données radiocristallographiques et optiques	69
11 Pyrophyllite : données chimiques, radiocristallographiques et optiques	71
12 Serpentine : données diffractométriques	75
13 Chlorites : liste des échantillons étudiés	80-81
14 Chlorites : données chimiques	82-84
15 Chlorites : données radiocristallographiques	91-92
16 Chlorites : données optiques et densité	97
17 Chloritoïdes : liste des échantillons étudiés	100
18 Chloritoïdes : données chimiques	101
19 Amphiboles bleues : liste des échantillons étudiés	107
20 Amphiboles bleues : données chimiques de trois échantillons non homogènes	114
21 Amphiboles bleu vert : données chimiques, radiocristallographiques, optiques et densité	120
22 Pyroxènes sodiques : données chimiques, radiocristallographiques, optiques et densité	126
23 Epidotes : données chimiques, radiocristallographiques, optiques et densité	131
24 Lawsonite : données chimiques, radiocristallographiques, optiques et densité	136
25 Grenats : liste des échantillons étudiés	140
26 Grenats : données chimiques	142
27 Grenats : données radiocristallographiques, optiques et densité	149
28 Deerite : données chimiques, radiocristallographiques et optiques	151

	page
29 Tourmaline : données chimiques, radiocristallographiques et optiques	153
30 Chronologie comparée de la série siliceuse de Vanoise et d'Ambin	192
31 Socle briançonnais : liste des échantillons de roche analysés	237, 239
32 Socle briançonnais : données chimiques	240-243
33 Couverture briançonnaise siliceuse et carbonatée : liste des échantillons de roche analysés	274
34 Couverture briançonnaise siliceuse et carbonatée : données chimiques	275
35 Roches ophiolitiques et Schistes lustrés piémontais : liste des échantillons de roche analysés	330
36 Schistes lustrés piémontais : données chimiques	331
37 Méta-ophiolites piémontaises : données chimiques	358
38 Liste des minéraux de cristallisation alpine dans les différentes unités	364-365
39 Successions observées entre les minéraux	368

LISTE DES PLANCHES

page	page	page	page
Pl. A 197	Pl. F 218	Pl. K 295	Pl. P 314
Pl. B 198	Pl. G 259	Pl. L 296	Pl. Q 321
Pl. C 205	Pl. H 260	Pl. M 301	Pl. R 322
Pl. D 206	Pl. I 283	Pl. N 302	Pl. S 351
Pl. E 217	Pl. J 284	Pl. O 313	Pl. T 352

TABLE DES MATIERES

	page
Avant-propos	1
Résumé	3
Abstract	9
Riassunto	15
Zusammenfassung	21
INTRODUCTION	27
MINERALOGIE	35
Mica blanc	35
chimisme	38
données radiocristallographiques	48
caractères optiques et densité	57
conclusion	58
Biotite, phlogopite	59
chimisme	59
données radiocristallographiques	64
caractères optiques	65
Stilpnomélane	66
chimisme	67
données radiocristallographiques	69
caractères optiques et densité	70
Pyrophyllite	71
Talc	73
Serpentine	74
Chlorite	78
chimisme	78
données radiocristallographiques	89
caractères optiques et densité	96
conclusion	99
Chloritoïde	100
chimisme	101
données radiocristallographiques	103
caractères optiques et densité	104
Amphiboles sodiques (série glaucophane-riebeckite)	105
chimisme	105
données radiocristallographiques	117
caractères optiques et densité	118
Amphiboles calciques ou calco-sodiques	119
chimisme	119
données radiocristallographiques, caractères optiques et densité	124
Pyroxène	125
chimisme	125
données radiocristallographiques, caractères optiques et densité	129
Epidote	130
chimisme	130
données radiocristallographiques, caractères optiques et densité	133

	page
Lawsonite	135
Pumpellyite	138
Grenats	139
chimisme	139
données radiocristallographiques, caractères optiques et densité	148
Deerite	150
Tourmaline	152
Feldspaths	154
Minéraux divers	156
ANNEXES	158
REPARTITION GEOGRAPHIQUE ET STRUCTURALE DES MINERAUX	161
jadéite	164
amphiboles sodiques	164
chloritoïde	169
lawsonite	172
pumpellyite	175
biotites	175
stilpnomélane	181
autres minéraux	181
DONNEES PETROLOGIQUES	185
Socle briançonnais	186
VANOISE	186
Historique	186
Age du socle	186
Micaschistes et minéraux associés en veines	194
description macroscopique	194
paragenèses	194
description microscopique	195
1. micaschistes à grenat + glaucophane s.l.	195
2. micaschistes à glaucophane s.l.	199
3. micaschistes à jadéite et glaucophane s.l.	200
4. micaschistes + chlorite + albite	201
5. minéraux associés en veines	203
6. étude microstructurale	207
Orthogneiss acides : métagranite et roche surmicacée associée, "granophyres"	212
1. métagranite	212
2. roche surmicacée	213
3. orthogneiss acides interstratifiés, "granophyres"	214
Métabasites	215
description macroscopique	215
composition minéralogique	215
description microscopique	219
1. glaucophanites	219
2. prasinites à glaucophane	220
3. ovardites	221
4. épidotites	223
5. faciès albito-gneissique	223

	page
6. métabasites à texture magmatique partiellement conservée	224
7. chloritite	226
Répartition des différents faciès lithologiques	226
AMBIN	228
RUITOR	229
"ECAILLES INTERMEDIAIRES", près de Briançon	234
PROBLEME DU SOCLE DANS LA ZONE D'ACCEGLIO	235
CHIMISME DU SOCLE BRIANCONNAIS	236
1. nature ortho ou para des termes des séries	236
2. les métabasites	247
3. les roches d'origine sédimentaire	253
4. les orthogneiss acides	254
conclusion	254
RELATIONS PARAGENETIQUES	256
1. les minéraux	256
2. les successions des paragenèses	263
3. âge des grenats	267
4. âge du métagranite de Vanoise	268
5. étendue des migrations d'éléments	269
CONCLUSION	269
Couverture briançonnaise	271
COUVERTURE SILICEUSE : Permo-Carbonifère supérieur et Permo-Werfénien	271
1. métasédiments	272
2. les "microdiorites" de la zone houillère	274
3. autres roches magmatiques de la zone houillère	277
4. les "gneiss du Sapey"	278
5. gneiss acides, "leptynites" et métabasites du groupe d'Ambin ; métaporphyrites de la zone d'Acceglio	279
conclusion	280
SCHISTES ET GRES METAMORPHIQUES DANS LES GYPSES DE MAURIENNE	281
SERIE CARBONATEE BRIANCONNAISE : Mésozoïque post-werfénien et Paléogène inférieur	285
1. lithologie, pétrographie	285
2. étude microstructurale statistique	287
3. les minéraux	291
4. chimisme	299
conclusion	304
Calcschistes et méta-ophiolites de la zone piémontaise (+ méta-ophiolites du Versoyen et du Flysch à Helminthoïdes)	305
METASEDIMENTS : "SCHISTES LUSTRES"	307
1. les calcschistes	307
2. les schistes et calcschistes de la klippe du Jovet	310

	page
3. faciès à minéraux divers de la partie interne . . .	311
4. faciès à minéraux divers associés aux roches ophiolitiques	312
5. méta-radiolarites, jaspes	317
6. les gneiss albitiques	317
7. les associations métallifères	317
8. métasédiments associés aux roches ophiolitiques du Versoyen	323
9. étude microstructurale statistique	323
10. chimisme	328
11. relations paragenétiques	332
conclusion	334
ROCHES OPHIOLITQUES	335
1. répartition des faciès pétrographiques	335
2. roches ophiolitiques du SE du Grand Paradis	339
3. roches ophiolitiques du Fréjus et du haut val Chisone	343
4. massif ophiolitique du col et du vallon de Péas	345
5. masses ophiolitiques de Molines-en-Queyras - Est de Saint-Véran	348
6. roches ophiolitiques de la région Sud de Saint-Véran - haut Cristillan	349
7. roches ophiolitiques du Versoyen	354
8. résumé des relations paragenétiques dans les méta-ophiolites	356
9. chimisme	357
Autres zones internes ; zones externes	359
CONSIDERATIONS PETROGENETIQUES	363
CRITERES D'EQUILIBRE MINERALOGIQUE OU DE SUCCESSION	363
RAPPEL DES PARAGENESSES ET SUCCESSIONS RENCONTREES	367
FACIES METAMORPHIQUES	369
LES REACTIONS ET LEURS CONDITIONS EXPERIMENTALES D'EQUILIBRE	371
1. pyroxène sodique	371
2. amphibole sodique	374
3. autres amphiboles	377
4. chloritoïde	378
5. diaspore, pyrophyllite	380
6. disthène	381
7. feldspaths	382
8. lawsonite	384
9. pumpellyite, prehnite	387
10. zéolites	388
11. stilpnomélane	388
12. biotite	389
13. chlorite	390
14. micas blancs	390
15. épidotes	393
16. grenats	395
17. serpentines	395
18. sphène, rutile	396

	page
19. carbonates	397
20. minéraux divers	397
21. indications géothermométriques	398
22. conclusions	400
CHRONOLOGIE	409
Données paléontologiques et stratigraphiques	409
Données radiométriques	409
Discussion : répartition des âges en fonction des zones structurales et des faciès métamorphiques	414
CONSIDERATIONS GENETIQUES	423
Pressions et gradients au cours des métamorphismes alpins	423
Origine des pressions et des gradients : hypothèses en présence	428
Âges possibles des paragenèses à pyroxènes jadéitiques du socle briançonnais et d'une partie de sa couverture siliceuse	434
Schéma évolutif dans lequel les paragenèses de haute pression du socle briançonnais sont éoalpines (Crétacé supérieur)	436
Schéma évolutif dans lequel les paragenèses de haute pression de la zone briançonnaise sont de la limite Eocène-Oligocène	440
Bibliographie	444
Index des noms géographiques et de minéraux	475
Liste des figures	480
Liste des tableaux	483
Liste des planches	484
Table des matières	485



VU

Grenoble, le 14 octobre 1974

Le Président de la thèse

R. MICHEL

VU, et permis d'imprimer,

Grenoble, le

Le Président de l'Institut
National Polytechnique

Le Président de l'Université
Scientifique et Médicale